

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA
AMBIENTAL**

Henrique Lucini Rocha

**APLICAÇÃO DO MODELO FLO-2D PARA SIMULAÇÃO DE
FLUXOS DE DETRITOS NA BACIA DO RIO CUNHA, RIO DOS
CEDROS/SC**

Florianópolis

2011

Henrique Lucini Rocha

**APLICAÇÃO DO MODELO FLO-2D PARA SIMULAÇÃO DE
FLUXOS DE DETRITOS NA BACIA DO RIO CUNHA, RIO DOS
CEDROS/SC**

Dissertação submetida ao
Programa de Pós-graduação em
Engenharia Ambiental da Universidade
Federal de Santa Catarina para a
obtenção do Grau de Mestre em
Engenharia Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Masato
Kobiyama

Florianópolis

2011

Catalogação na fonte elaborada pela Biblioteca Universitária
da
Universidade Federal de Santa Catarina

R672a Rocha, Henrique Lucini

Aplicação do modelo FLO-2D para simulação de fluxos de detritos na Bacia do Rio Cunha, Rio dos Cedros/SC [dissertação] / Henrique Lucini Rocha ; orientador, Masato Kobiyama. - Florianópolis, SC, 2011.

123 p.: il., tabs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental.

Inclui referências

1. Engenharia ambiental. 2. Política ambiental - Cunha, Rio, Bacia (SC). 3. Modelagem geológica. I. Kobiyama, Masato. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. III. Título.

CDU 628.4

Henrique Lucini Rocha

**APLICAÇÃO DO MODELO FLO-2D PARA SIMULAÇÃO DE
FLUXOS DE DETRITOS NA BACIA DO RIO CUNHA, RIO DOS
CEDROS/SC**

Esta Dissertação foi julgada adequada para obtenção do Título de Mestre, e aprovada em sua forma final pelo Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental (PPGEA).

Florianópolis, 28 de fevereiro de 2011.

Prof. Flávio Rubens Lapolli, Dr.
Coordenador do PPGEA

Banca Examinadora:

Dr. Masato Kobiyama (Orientador – ENS/UFSC)

Dr. Ramon Lucas Dalsasso (Membro – ENS/UFSC)

Dr. Davide Franco (Membro – ENS/UFSC)

Dra. Liseane Padilha Thives (Membro – ECV/UFSC)

Dra. Ana Luiza de Oliveira Borges (Membro – IPH/UFRGS)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a meu Orientador Prof. Dr. Masato Kobiyama pela confiança, apoio, ensinamentos, amizade, pela dedicação de seu tempo para orientação e idas a campo que foram cruciais para a execução deste trabalho e principalmente pela apresentação da ideia de trabalhar com fluxo de detritos, assunto tão instigante, complexo e de grande importância para zoneamento e prevenção de desastres naturais.

Aos amigos do LABHIDRO Robertão, Gean, Pedrinho, Joana, Gabriela, Aline e Fernando que também participaram das exaustivas e intermináveis idas a campo para realizar os levantamentos topográficos, bem como os conselhos e discussões que só engrandeceram este trabalho.

Ao amigo Roberto Valmir pelas dicas após a qualificação.

Ao amigo Pedro Chaffe pela ponte aérea de artigos Kyoto-Floripa.

Às Professoras Ana Luiza de Oliveira Borges, Liseane Padilha Thives e aos Professores Davide Franco e Ramon Lucas Dalsasso pelas contribuições na defesa final desta dissertação.

À EPAGRI pelo fornecimento dos dados pluviométricos de Rio dos Cedros.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental (PPGEA) da UFSC e à Secretaria do PPGEA pelo auxílio durante a realização deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro prestado para execução e conclusão deste trabalho.

À minha namorada Cristhiani pela compreensão em minha ausência, pelo carinho e afeto em minha presença e pela alegria, apoio e ânimo que me passa a cada dia, me incentivando sempre a buscar meus sonhos.

Ao seu Mário e Dona Neusa pela companhia, apoio e por sempre acreditarem em mim.

Finalizando, à minha família que sempre me apoiou e me deu forças para seguir em frente, em especial a minha mãe, que sempre será meu exemplo de vitória e superação. Sem a senhora eu não seria nada.

Obrigado a todos.

*“O insucesso é apenas uma
oportunidade para recomeçar de novo com
mais inteligência.”*

Henry Ford

RESUMO

Desastres naturais ocasionados por movimentos de encosta são verificados em todas as partes do mundo. Dentre os movimentos, um que merece destaque é conhecido como fluxo de detritos (*debris flow*). No Brasil, os estudos estão um pouco aquém da linha mundial, levando em consideração apenas a determinação dos locais propícios à ocorrência, desprezando a necessidade de se estimar o alcance e áreas afetadas pela passagem da massa deslocada. Como prova desta necessidade, nos meses de novembro e dezembro de 2008 o estado de Santa Catarina foi afetado por diversos desastres naturais relacionados a chuvas intensas prolongadas, dentre eles, fluxos de detritos. Rio dos Cedros, cidade da região norte do estado, registrou a ocorrência de diversos movimentos de encosta, dentre os quais, dois fluxos de detritos foram utilizados como estudo de caso para este trabalho. Sendo assim, o objetivo deste estudo foi determinar o alcance da massa deslizada e avaliar os fatores condicionantes para este tipo de fenômeno. Para isso: (i) foram analisadas as chuvas que ocorreram no período, com a finalidade de caracterizar o evento; (ii) foram realizados levantamentos em campo de todo o caminho percorrido pelos fluxos, desde a ruptura até a deposição para posterior análise com dados encontrados na bibliografia e dados de saída do modelo FLO-2D; (iii) foram testadas formulações empíricas, a fim de verificar suas aplicabilidades para geração de dados de entrada para modelagem computacional da bacia do Rio Cunha; e por fim (iv) foi verificada a aplicabilidade e consistência dos dados gerados pelo modelo FLO-2D. Dentre os resultados ficou demonstrado a não possibilidade de se aplicar equações empíricas para determinar o volume total deslocado. Além disso, o modelo FLO-2D foi calibrado e validado apresentando um erro máximo no alcance de 118 m, o que representa uma diferença de 8,22% entre o valor obtido em campo e a pior simulação. Apesar de satisfatórios os resultados obtidos com o modelo, alguns pontos de não reprodução física do fenômeno ocorreram. Por fim, é demonstrada a necessidade da geração de dados de entrada confiáveis para aplicação deste tipo de modelo, bem como a necessidade de respostas rápidas para o levantamento destes fenômenos, pela rápida alteração das características do percurso e da área de deposição com o tempo decorrido.

Palavras-chave: Fluxo de Detritos; Modelagem; Alcance; FLO-2D; Bacia do Rio Cunha,

ABSTRACT

Natural disasters caused by slope movements are observed in whole the world. Among those movements, debris flow deserves special attention. In Brazil, studies about debris flow are fewer and usually simpler than in other more developed regions of the world, taking into account only the determination of most likely places to occur, disregarding the need to estimate the extent and areas affected by the passage of the displaced mass. As evidence of this need, in November and December of 2008 the state of Santa Catarina was affected by several natural disasters (especially debris flow) related to prolonged heavy rain. Rio dos Cedros city in the Itajaí River basin suffered from several slope movements, among which, two debris flows were used as case study for this study. Therefore, the objective of this study was to determine the total travel distance of the disrupted mass and to evaluate the conditional factors for this type of phenomenon. The steps followed were: (i) the rainfall during the studied period was analyzed, in order to characterize the event, (ii) field surveys were carried out in the entire debris flow path, from the failure to the deposit for comparison with data found in the bibliographic and modeled FLO-2D output, (iii) empirical formulations were tested in order to verify its applicability for generating input data to simulate computationally the case of the Cunha River Basin, and (iv) the applicability and consistency of data generated by the FLO-2D model were verified. The non possibility of applying empirical equations to determine the total volume disrupted was demonstrated. In addition, the FLO-2D model was calibrated and validated where the biggest error found amongst all the simulations was of about 118 m in the total travel distance, which represents a difference of 8.22% between the value obtained in the field and the worst simulation. Despite the satisfactory results obtained with the model, some points of no physical reproduction of the phenomenon were also discussed. Furthermore, it demonstrated the need for the generation of reliable input data for applying this type of model as well as the need for swift responses to the survey of these phenomena, due to the large change in the the path and deposition area characteristics with time.

Keywords: Debris Flow; Modeling; Total Travel Distance; FLO-2D; Cunha River Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Esquema para representar o local de início e deposição de um fluxo de detritos. Fonte: modificado de Iverson (1997).....	41
Figura 2 – Esquema típico de uma onda de fluxo de detritos com frente rochosa. Fonte: Pierson (1986).	45
Figura 3 – Localização geográfica da bacia do Rio Cunha com as estações meteorológicas utilizadas neste trabalho evidenciadas.....	61
Figura 4 – Mapa altimétrico com cicatrizes dos fluxos de detritos evidenciadas.....	62
Figura 5 – Mapa Geológico da bacia do Rio Cunha.....	63
Figura 6 – Mapa Geomorfológico da bacia do Rio Cunha.	64
Figura 7 – Mapa da bacia do Rio Cunha com pontos levantados em campo e a lagoa evidenciados. (a) Área de deposição do Fluxo B. (b) Local da segunda ruptura do Fluxo B (B2). ...	66
Figura 8 – Curva Granulométrica obtida de amostra de solo do fluxo A.	67
Figura 9 – Fluxograma com passos realizados para simulação com modelo FLO-2D.....	71
Figura 10 – Imagem aérea com pontos de ruptura evidenciados.....	73
Figura 11 - Exemplo de simulação que intercepta a área computacional. A área em vermelho central é a área inundada levantada em campo.....	79
Figura 12 – Hietograma do mês de novembro de 2008 obtido em Rio dos Cedros.	80
Figura 13 –(a) Precipitação acumulada média de 53 anos, para 2008 e 1983; (b) Precipitação mensal média de 53 anos, para 2008 e 1983 em Rio dos Cedros.....	81

Figura 14 – Mapa de Declividade para a bacia do Rio Cunha conforme classificação EMBRAPA (1978).....	83
Figura 15 – Análise de Declividade da bacia do Rio Cunha, Áreas A e B. Os segmentos de reta representam o início da deposição em ambas as áreas.	84
Figura 16 – Estimativa de volume total de sedimentos para o Fluxo B.	86
Figura 17 – Obtenção dos valores preliminares para os hidrogramas de entrada.	89
Figura 18 - Característica dos hidrogramas finais bem como a variação da concentração volumétrica com o tempo.	90
Figura 19 – Resultados da deposição e áreas limites simuladas para o Fluxo A com as reologias: (a) Aspen Mine Source; (b) Aspen Natural Soil; e (c) Aspen Pit1.....	94
Figura 20 – Mapa de deposição e área inundada simuladas para o Fluxo B com as reologias de (a) Aspen Pit 1; e(b) Aspen Mine Source. Grid:10m.	95
Figura 21 – Mapa de deposição e área inundada simuladas para o Fluxo B com as reologias de Aspen Pit 1 (a) e Aspen Mine Source (b). Grid de 20m.	97
Figura 22 – Mapa de deposição e área inundada simuladas para o Fluxo B com as reologias de Aspen Pit 1 (a) e Aspen Mine Source (b). Grid: 20m sem ilhas.	97
Figura 23 – Mapa de deposição e área inundada simuladas para o Fluxo B com as reologias de Aspen Pit 1 e Aspen Mine Source. Grid:10m sem ilhas.....	98
Figura 24 – Alteração das características de percurso e deposição verificadas no Fluxo B. Fotos tiradas em: (a) 29/01/2009; (b) 07/06/2010.....	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação de movimentos de encosta.....	33
Tabela 2 – Valores de declividade da zona de ruptura e fator condicionante relacionado à ocorrência dos fluxos de detritos.	38
Tabela 3 – Equações empíricas encontradas na bibliografia.	42
Tabela 4 – Valores de taxa de erosão encontrados na bibliografia.....	43
Tabela 5 – Valores de declividade encontrados na bibliografia no local de deposição.	45
Tabela 6 – Alguns modelos aplicados para simulação dinâmica de fluxo de detritos com sua referência.	48
Tabela 7 – Tabela resumo de parâmetros utilizados pelos autores para a simulação com modelo FLO-2D.	57
Tabela 8 – Estações utilizadas para análise das chuvas.....	68
Tabela 9 – Valores das constantes reológicas encontrados na bibliografia.	75
Tabela 10 – Parâmetros utilizados nas simulações com o FLO-2D.	77
Tabela 11 – Valores obtidos para posterior cálculo da precipitação máxima.	82
Tabela 12 – Valores de precipitação máxima estimada pelo método de Gumbel.	82
Tabela 13 – Volumes estimados de erosão causada pela passagem do fluxo de detritos.	86
Tabela 14 – Dados necessários para aplicação de equações empíricas da Tabela 15.	87

Tabela 15 – Valores de volume total estimado (m^3) e diferença percentual com relação aos dados obtidos em campo.....	87
Tabela 16 – Vazões de pico estimadas.	88
Tabela 17 – Valores obtidos após simulação com FLO-2D com diferença percentual ou direta quando comparados com o medido em campo.....	93
Tabela 18 – Valores de alcance obtidos durante etapa de validação com as reologias testadas.....	96
Tabela 19 – Hidrogramas de entrada obtidos a partir das equações empíricas de vazão de pico.	121
Tabela 20 – Hidrogramas finais utilizados nas simulações de calibração e validação.	121

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição
\bar{x}	Média dos valores observados de X
A	Área da bacia
A_a	Área Inundada
A_e	Área de erosão
A_{surf}	Área da superfície do terreno
C	Número de Courant
c	Celeridade da onda
c'	Coesão do solo
C_v	Concentração volumétrica de sedimento
\bar{E}	Taxa de erosão média no percurso
f	Coefficiente de fricção
g	Aceleração da gravidade
GI	Índice geológico
H	Elevação vertical da fonte do fluxo de detritos com o depósito
h	Profundidade do fluxo
h_e	Altura erodida
i	Intensidade da chuva
K	Parâmetro de resistência em fluxo laminar
K_c	Índice de compacidade
K_f	Fator de forma
L	Distância horizontal da fonte até o depósito (<i>Runout</i>)
L_t	Distância total percorrida pelo fluxo (<i>Total Travel Distance</i>)
m	Massa do fluxo de detritos
M	Volume total deslocado
M_e	Volume total erodido
M_i	Volume inicial de ruptura
M_s	Volume total de sedimentos
M_w	Volume de Água
n	Coefficiente de Manning
p	Pressão hídrica no poro
P	Perímetro da área molhada
q_0	Vazão unitária
Q_p	Vazão de pico
R	Coefficiente de resistência adimensional
\bar{S}	Declividade média da bacia

S	Desvio-padrão dos valores observados de X
S_0	Declividade do canal
S_{0x}	Componente da declividade do canal em x
S_{0y}	Componente da declividade do canal em y
S_d	Declividade da deposição
S_f	Declividade total de atrito
S_{fx}	Componente da declividade de atrito em x
S_{fy}	Componente da declividade de atrito em y
S_n	Desvio-padrão de y
S_{td}	Declividade turbulenta dispersiva
S_y	Declividade de ruptura
S_v	Declividade viscosa
\bar{V}	Velocidade média do fluxo
T	Período de retorno
V	Velocidade para a sessão transversal média do <i>grid</i>
V_x	Componente da velocidade do fluxo na profundidade média em x
V_y	Componente da velocidade do fluxo na profundidade média em y
X	Valor de chuva estimado
y_l	Variável reduzida
Y_n	Valor médio de y
α_i	Coefficiente empírico utilizado para determinação da viscosidade e tensão cisalhante crítica pelo FLO-2D
β	Coefficiente empírico
β_i	Coefficiente empírico utilizado para determinação da viscosidade e tensão cisalhante crítica pelo FLO-2D
γ_m	Peso específico da mistura de sedimentos
ζ	Coefficiente de estabilidade dinâmica
η	Viscosidade aparente
σ	Força normal
τ	Cisalhamento médio
τ_y	Tensão cisalhante crítica
ϕ'	Ângulo de atrito

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO.....	v
ABSTRACT	vii
LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE TABELAS.....	xii
LISTA DE SÍMBOLOS	xv
1 INTRODUÇÃO.....	27
2 OBJETIVOS.....	30
2.1 OBJETIVO GERAL	30
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	30
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	32
3.1 CLASSIFICAÇÃO DE MOVIMENTOS DE ENCOSTAS	32
3.2 FLUXOS DE DETRITOS	35
3.2.1 Zona de Ruptura	37
3.2.2 Zona de Transporte.....	40
3.2.3 Zona de Deposição.....	45
3.3 ESTUDOS ANTERIORES SOBRE MOVIMENTOS DE ENCOSTA NO BRASIL.....	46
3.4 EXEMPLOS DE MODELOS NUMÉRICOS APLICADOS PARA REPRODUÇÃO DE FLUXO DE DETRITOS	48
3.5 ESTUDOS DE CASO COM MODELO FLO-2D	53
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	61
4.1 ÁREA DE ESTUDO	61
4.1.1 Topografia.....	62
4.1.2 Geologia.....	63
4.1.3 Geomorfologia	64
4.2 LEVANTAMENTOS TOPOGRÁFICOS	65

4.3	ANÁLISES DE SOLOS	67
4.4	ANÁLISE ESTATÍSTICA DAS CHUVAS OCORRIDAS.....	67
4.5	ESTIMATIVA DE VOLUME TOTAL DOS FLUXOS E APLICABILIDADE DAS EQUAÇÕES EMPÍRICAS	68
4.6	HIDROGRAMAS DE ENTRADA	69
4.7	SIMULAÇÕES COM O FLO-2D	70
4.7.1	Dados de Topografia	70
4.7.2	Determinação do <i>grid</i>	72
4.7.3	Delimitação da Área Computacional.....	72
4.7.4	Dados de Reologia	75
4.7.5	Dados Finais para Simulação	76
4.8	CALIBRAÇÃO DO MODELO	77
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	80
5.1	ANÁLISE DAS CHUVAS.....	80
5.2	ANÁLISE DE DECLIVIDADE.....	83
5.3	ESTIMATIVA DE VOLUME TOTAL DOS FLUXOS E APLICABILIDADE DAS EQUAÇÕES EMPÍRICAS	85
5.4	HIDROGRAMAS DE ENTRADA	88
5.5	SIMULAÇÕES PRELIMINARES.....	91
5.5.1	Superelevação da Massa	92
5.5.2	Tempo de Percurso	92
5.6	CALIBRAÇÃO DO MODELO	93
5.7	SIMULAÇÕES COM O FLO-2D	95
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	100
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
	ANEXOS.....	121
	ANEXO 1	121
	ANEXO 2	121

1 INTRODUÇÃO

O estado de Santa Catarina foi marcado por desastres naturais de grande magnitude ocasionados por prolongadas chuvas intensas entre novembro e dezembro do ano de 2008. Neste evento, segundo relatório de 31/12/2008 da Defesa Civil do estado, 135 pessoas vieram a óbito, sendo que duas ainda permanecem desaparecidas. No relatório de 28/11/2008, aproximadamente 79 mil pessoas estavam desabrigadas e desalojadas em todo o estado. Dentre os 293 municípios existentes no estado, 14 declararam estado de calamidade pública e 63 decretaram situação de emergência, onde os mais afetados encontravam-se na região do vale do Itajaí. Dentre os municípios afetados encontra-se Rio dos Cedros. Além de sofrer com inundações, este município foi afetado por movimentos de encosta (*slope movements*).

Varnes (1958) realizou análise e classificação de diversos movimentos de encostas de acordo com características relevantes para seu reconhecimento, como evitá-los e seu controle ou mitigação. Ampliando sua classificação, Varnes (1978) utilizou novos critérios dividindo os movimentos em classes. Dentre as classes propostas em 1978, a mais relevante para o presente trabalho é a relacionada a fluxos, em específico, fluxo de detritos.

Diversas definições para o termo fluxo de detritos foram criadas, desde a primeira apresentada por Stiny (1910), passando por Varnes (1958), Hungr *et al.* (2001), Takahashi (2007), dentre outros, que forneceram embasamento para a definição proposta por este trabalho. Esta definição descreve o fenômeno como a mistura de sedimentos e água movidos pela gravidade que adquire grande mobilidade e poder destrutivo, aumentando seu volume por erosão, sendo capaz de transportar desde árvores a grandes blocos de rocha.

No mundo diversos eventos de fluxos de detritos já ocasionaram mortes e grandes prejuízos econômicos. García *et al.* (2004) afirmam a morte de mais de 10 mil pessoas em um evento de fluxo de detritos que atingiu a Venezuela em 1999. Além da Venezuela, países como Japão (i.e. JITOUSONO *et al.* 2008), Itália (i.e BONIELLO *et al.*, 2010), Taiwan (i.e. LEE *et al.*, 2008), entre outros, também são afetados por estes fenômenos. No Brasil diversos eventos vêm acontecendo ao longo dos anos, como os apresentados por Jones (1973), Lopes *et al.* (2007), Kanji *et al.* (2008), dentre outros. Não bastassem os eventos ocorridos no passado, no início de 2011 a região serrana do Rio de Janeiro voltou a sofrer com desastres naturais, dentre os quais, fluxos de detritos.

Segundo reportagem do dia 24 de janeiro do site EXAME.com¹, a região já havia somado mais de 800 mortes, com 469 pessoas desaparecidas. Kobiyama *et al.* (2004, 2010) demonstraram a importância do monitoramento de fluxo de detritos, bem como a necessidade de se estimar o alcance da massa.

Neste intuito, utilizando movimentos de encosta ocorridos na bacia do Rio Cunha, município de Rio dos Cedros em 2008, o presente trabalho analisou a propagação de fluxo de detritos com o modelo FLO-2D. Este estudo tem o objetivo de determinar o alcance da massa deslizada, a área afetada e avaliar os fatores condicionantes para este tipo de fenômeno. Para isso: (i) foram analisadas as chuvas que ocorreram no período, com a finalidade de caracterizar o evento; (ii) foram realizados levantamentos em campo de todo o caminho percorrido pelos fluxos, desde a ruptura até a deposição para posterior análise com dados encontrados na bibliografia e dados de saída do modelo FLO-2D; (iii) foram testadas formulações empíricas, a fim de verificar suas aplicabilidades para geração de dados de entrada para modelagem computacional da bacia do Rio Cunha; e por fim (iv) foi verificada a aplicabilidade e consistência dos dados gerados pelo modelo FLO-2D.

Por fim o trabalho demonstra os bons resultados com relação ao alcance da massa deslizada para ambos os fluxos analisados, mas afirma também a necessidade de bons dados de entrada para as simulações. Unindo-se ferramentas para determinação de locais propícios a movimentos de encostas com ferramentas capazes de reproduzir o alcance, pode-se aplicar uma nova metodologia de auxílio à decisão para municípios em suas leis de zoneamento e também para determinação de áreas potenciais a riscos.

¹<http://exame.abril.com.br/economia/brasil/noticias/regiao-serrana-tem-469-desaparecidos-alem-dos-mais-de-800-mortos>

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Determinar o alcance e a área afetada por fluxos de detritos através da análise computacional com modelo dinâmico FLO-2D e avaliar os fatores condicionantes para geração e propagação destes fenômenos ocorridos na bacia do Rio Cunha, município de Rio dos Cedros – SC.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar a precipitação ocorrida na época dos eventos para verificar a influência da chuva na ocorrência deste tipo de fenômeno;
- Analisar a utilização da declividade do terreno para determinação das etapas do fluxo de detritos nos eventos ocorridos na bacia do Rio Cunha;
- Verificar a aplicação de equações empíricas para geração de dados de entrada do modelo FLO-2D;
- Determinar a melhor opção de dados de reologia encontrados na bibliografia para realizar simulação dinâmica dos fluxos de detritos ocorridos na bacia do Rio Cunha.
- Aplicar o modelo dinâmico FLO-2D para análise computacional destes fluxos;
- Comparar resultados obtidos entre levantamentos em campo com modelagem numérica a fim de verificar o desempenho do modelo.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 CLASSIFICAÇÃO DE MOVIMENTOS DE ENCOSTAS

Cruden (2003) apresenta a classificação criada por James Dwight Dana em 1862 como sendo um dos primeiros trabalhos a classificar movimentos de encosta. Nesta classificação, Dana divide os movimentos em três tipos por suas características, mas não criou uma nomenclatura específica para cada um deles.

Selby (1993) apresenta a classificação de movimentos de encosta organizada por Sharpe (1938), Varnes (1958) e Hutchinson (1988), apontando a classificação apresentada por Hutchinson como bastante completa, mas complicada de ser aplicada devido a sua ampla necessidade de dados específicos para determinação das classes.

Varnes (1958) realizou análise e classificação de diversos movimentos de encostas (*slope movements*) de acordo com suas características relevantes para seu reconhecimento, como evitá-los, seu controle ou correção. Ampliando sua classificação, Varnes (1978) utilizou como novos critérios o tipo de movimento, o tipo de material, a taxa de movimentação, a geometria da área de ruptura e da área de deposição, a idade, as causas, o grau de ruptura da massa deslocada, relação da geometria de deslizamento com a estrutura geológica, grau de avanço, geografia do local com diferentes exemplos e o estado da atividade. Em sua classificação dos movimentos, este autor separa o tipo de movimento pelo tipo de material que o compõe (Tabela 1). Segundo Selby (1993) um dos problemas desta classificação é que para o termo “detritos” são considerados apenas materiais grosseiros, e para “terra” considera-se areia, silte e argila. Esta classificação é apresentada a seguir para descrição dos tipos de movimentos de encosta.

As quedas (*falls*) são os movimentos em que uma massa de qualquer tamanho se desprende de uma encosta íngreme (*steep slope*) ou penhasco (*cliff*) ao longo de uma superfície com pouco ou nenhum deslocamento de ruptura, caindo em queda livre, pulando ou rolando. São movimentos considerados rápidos a extremamente rápidos podendo ou não ter menores movimentos precedendo a separação da massa de sua fonte, onde sua ocorrência é favorecida por fissuras na parte superior que facilitam o intemperismo (VARNES, 1978; SELBY, 1993; THOMAS, 1994; FERNANDES e AMARAL, 1998).

Tabela 1 – Classificação de movimentos de encosta.

TIPO DE MOVIMENTO			TIPO DE MATERIAL		
			ROCHOSO	SOLOS DE OBRAS	
		Predomínio grosseiro		Predomínio fino	
QUEDAS			Quedas de Bloco	Quedas de Detritos	Quedas de Terra
DESLIZAMENTOS	ROTACIONAL	POUCAS UNIDADES	Desmoronamento de Rocha	Desmoronamento de Detritos	Desmoronamento de Terra
			Deslizamento de Bloco de Rocha	Deslizamento de Blocos de Detritos	Deslizamento de Blocos de Terra
		MUITAS UNIDADES	Deslizamento de Rocha	Deslizamento de Detritos	Deslizamento de Terra
FLUXOS			Fluxo de Rochas	Fluxo de Detritos	Fluxo de Terra
COMPLEXOS			Combinação de dois ou mais tipos de movimento		

Fonte: Modificado de Varnes (1978).

Os deslizamentos são movimentos com plano de ruptura bem definido, rápidos, de curta duração (THOMAS, 1994; FERNANDES e AMARAL, 1998). Segundo Varnes (1978) consistem de uma força cisalhante que gera deslocamento ao longo de uma ou várias superfícies, podendo ser visíveis, ou que podem ser determinadas. Varnes (1958) subdividiu a classificação de deslizamentos em dois grupos: (i) aquele onde o material em movimento não está muito deformado e consiste de poucas unidades; (ii) e aquele em que o material está deformado ou consiste de algumas unidades semi-independentes. Esses subtipos foram divididos em deslizamento rotacional e translacional (VARNES, 1978). Em Selby (1993), os deslizamentos rotacionais são chamados *slumps*.

O movimento rotacional mais comum é aquele em que a superfície de ruptura apresenta uma curva côncava voltada para cima (VARNES, 1978; SELBY, 1993; FERNANDES e AMARAL, 1998). O movimento rotacional é costumeiramente identificado em locais com elevada espessura de solo, na qual sua base sofreu um corte, tanto por ação natural de rios e ondas (SELBY, 1993), como por ação antrópica, no recorte de taludes para estradas (VARNES, 1978; FERNANDES e AMARAL, 1998). Segundo Varnes (1978), este tipo de movimento também pode vir a acontecer pela presença de falhas e de descontinuidade na jazida da rocha.

No deslizamento translacional a massa progride ao longo de uma ou mais superfícies planas (SELBY, 1993; THOMAS, 1994; FERNANDES e AMARAL, 1998) ou pouco onduladas com pequeno movimento rotacional da frente (VARNES, 1978). Este tipo de movimento é gerado em superfícies de solo com diferente densidade ou permeabilidade (SELBY, 1993) e em planos de descontinuidade mecânica e/ou hidrológica (FERNANDES e AMARAL, 1998). Segundo Selby (1993) longos períodos de chuva são costumeiramente necessários para a ocorrência de deslizamentos translacionais, pois quando o solo perde seu poder de drenagem, a pressão hídrica no poro aumenta, fazendo com que a força que mantém o solo parado se desestabilize.

Segundo Varnes (1978) no deslizamento rotacional, se a superfície de ruptura desloca-se do topo para o pé do deslizamento, a massa instável tende a restaurar seu equilíbrio, pois a quantidade de movimento decresce e a massa deslizada para. O deslizamento translacional, no entanto, pode progredir indefinidamente se a superfície pela qual a massa desliza é suficientemente inclinada e a resistência cisalhante é menor que as forças que controlam o movimento.

Os fluxos são movimentos de materiais não consolidados, podendo ser rápidos ou lentos, com a presença de água ou secos (VARNES, 1978; SELBY, 1993; THOMAS, 1994). Os fluxos secos podem ser de rochas (VARNES, 1978), mas também de areia (SELBY, 1993; THOMAS, 1994). Para se tornar um fluxo de detritos e terra deve ocorrer à liquefação da parte fina do solo (VARNES, 1978; SELBY, 1993) que se comportam como fluidos altamente viscosos (FERNANDES e AMARAL, 1998). Para que um fluxo aconteça algumas condições são necessárias, como por exemplo: (i) presença de argilas com elevado limite de liquidez em locais com grande precipitação; ou (ii) presença de solos com baixo limite de liquidez em locais com baixa precipitação (SELBY, 1993). Normalmente este tipo de movimento está associado a encostas com elevadas declividade (VARNES, 1978; SELBY, 1993; THOMAS, 1994).

Por fim, os movimentos complexos são movimentos de encostas que envolvem uma combinação de um ou mais movimentos dos tipos principais (quedas, deslizamentos e fluxos), em alguma parte ou em diferentes estágios do movimento (VARNES, 1978; IPT, 1991).

Como os fluxos de detritos são os abordados neste trabalho, estes são apresentados no item 3.2.

3.2 FLUXOS DE DETRITOS

Segundo Stiny (1910), fluxo de detritos (*debris flow*) é a descrição de uma torrente escoando em uma montanha carreando sólidos suspensos e transportando determinada quantidade de massa erodida. Como a quantidade de massa transportada aumenta, em determinado momento ela se transforma em uma massa viscosa contendo água, solo, areia, pedras, rochas e madeira misturados, onde este escoamento assemelhasse a lava vulcânica transitando em um vale.

Sharpe (1938) fez uma diferenciação entre fluxo e avalanche de detritos. Sua definição para fluxo é similar à de Stiny (1910) e pode ser descrita como um rápido escoamento saturado de diversos detritos em um canal de alta declividade. Já para as avalanches, Sharpe afirma ser um rápido deslizamento raso em local de elevada declividade, com morfologia parecida a uma avalanche de neve.

Beverage e Culberson (1964) apresentam o termo “fluido hiperconcentrado” para descrever a mistura água/sedimentos que compõe o fluxo de detritos.

Para Varnes (1978), o termo detritos denota materiais que contenham alta porcentagem relativa de fragmentos grosseiros. Segundo

este mesmo autor, fluxo de detritos é uma forma de um rápido movimento de massa com um corpo granular contendo sólidos, água e ar.

Segundo Costa (1984), o fluxo de detritos é originado em locais com rochas e demais detritos que são mobilizados de encostas e canais com a adição de umidade. Os pré-requisitos para iniciar um fluxo de detritos incluem uma abundante fonte de material fino e grosseiro não consolidado, encostas íngremes, uma grande e intermitente fonte de umidade e uma vegetação esparsa.

Iverson e Denlinger (1987) apresentam fluxo de detritos como sendo o fluxo de partículas sólidas de rocha, solo e matéria orgânica, formando em uma matriz de fluido que incluem água no estado líquido, partículas finas sendo carregadas em suspensão, sólidos dissolvidos, e bolhas de gás.

Cruden e Varnes (1996) propuseram restringir o uso do termo fluxo de detritos para seu significado literal (uma fase de um deslizamento, durante a propagação de um material grosseiro). Estes autores assim o fizeram com o intuito de preservar o termo como uma palavra estabelecida representando um fenômeno completo, incluindo o início do deslocamento, em uma declividade elevada, escoando rapidamente em um canal confinado e se depositando em um leque de detritos (*debris fan*).

Como forma de reconciliar a terminologia para escoamento baseados em deslizamentos e ao mesmo tempo preservar conceitos estabelecidos, Hungr *et al.* (2001) propuseram definições de diversos tipos de escoamentos baseados em deslizamentos, incluindo fluxo de detritos, fluxos de lama (*mud flows*), avalanche de detritos (*debris avalanches*), e inundação de detritos (*debris flood*) como se apresenta a seguir:

- **Fluxo de detritos** é um fluxo rápido a extremamente rápido de detritos não plásticos saturados em um canal íngreme.
- **Fluxo de lama** é um fluxo rápido a extremamente rápido de detritos plásticos saturados em um canal, envolvendo grande quantidade de água.
- **Avalanche de detritos** é um fluxo rápido a extremamente rápido de detritos, parcialmente ou totalmente saturados, em uma encosta íngreme, sem a presença de um confinamento estabelecido por canal.
- **Inundação de detritos** é uma inundação muito rápida altamente carregada de detritos em um canal.

Takahashi (2007) apresenta a classificação desse fenômeno como um fluxo da mistura de sedimentos e água formando um fluido contínuo movido pela gravidade e que adquire grande mobilidade. Partindo das definições propostas por Takahashi (2007) e Stiny (1910) criou-se uma nova definição para fluxo de detritos da seguinte forma: **fluxo de detritos é a mistura de sedimentos e água movidos pela gravidade que adquire grande mobilidade e poder destrutivo, aumentando seu volume por erosão, sendo capaz de transportar desde árvores a grandes blocos de rocha.**

Um típico caminho de fluxo de detritos está dividido em três zonas distintas: (i) ruptura; (ii) transporte; e (iii) deposição (FANNIN e ROLLERSON, 1993, HUNGR, 2005, GOSTNER *et al.*, 2008). Estas zonas são descritas nos itens 3.2.1, 3.2.2 e 3.2.3.

3.2.1 Zona de Ruptura

Normalmente, a zona **de iniciação** ou **de ruptura** está localizada em uma falha na parte alta da encosta, ou na lateral de um barranco ou canal principal (HUNGR, 2005; GOSTNER *et al.*, 2008).

A mobilização, ou seja, o início da ruptura representa processo pelo qual um fluxo de detritos desenvolve-se a partir do estado estático, de uma massa aparentemente rígida de solo, sedimento, ou rocha (COSTA, 1984; TAKAHASHI, 1991; SELBY, 1993; IVERSON 1997). A mobilização requer o deslocamento da massa, água suficiente para saturá-la (COSTA, 1984; TAKAHASHI, 1991; SELBY, 1993), e a conversão de energia potencial gravitacional para energia cinemática capaz de mudar o estilo do movimento de deslocamento para fluxo (IVERSON, 1997). Segundo Takahashi (1991) um fluxo de detritos pode ser iniciado de três maneiras: (i) um deslizamento de terra adquire maior mobilidade e se transforma em um fluxo de detritos; (ii) o colapso de uma estrutura ou barreira de solo e sedimento gera um fluxo de detritos; (iii) e quando as margens do canal se tornam instáveis a partir da ocorrência ou aumento do escoamento superficial.

A área de iniciação de um fluxo de detritos pode possuir declividade elevada. A Tabela 2 apresenta alguns valores de declividade encontrados em diversos trabalhos relacionados a fluxo de detritos. Nesta tabela estão descritas as declividades encontradas pelos autores nos locais onde ocorreram as rupturas, e o fator condicionante relacionado à ocorrência destes fenômenos.

Tabela 2 – Valores de declividade da zona de ruptura e fator condicionante relacionado à ocorrência dos fluxos de detritos.

Referência	Motivo	Local	Declividade
Van Steijn (1996)	Chuva Intensa	Alpes Franceses	26° – >45°
Kanji <i>et al.</i> (2008)	Chuva Intensa	Serra do Cubatão, Brasil	12° – 37°
Tecca <i>et al.</i> (2006)	Chuva Intensa	Cortina	20° – 23°
D'Agostino e Tecca (2006)		d'Ampezzo, Itália	
Jitousono <i>et al.</i> (2008)	Chuva Intensa	Minamata, Japão	20° – >35°
Gabet e Mudd (2006)	Chuva intensa	Santa Barbara, EUA	28° – 32°
Fannin e Wise (2001)	-	British Columbia, Canada	33° – 50° ⁽¹⁾
Roesli e Schindler (1990)	Chuva intensa	Alpes Suíços	29° – 37°
Zimmermann (1990)	Chuva intensa	Alpes Suíços	25° – 38° ⁽²⁾ 13° – 35° ⁽³⁾
Boelhouwers <i>et al.</i> (2000)	Degelo	Ilha Marion	23°
Archetti e Lamberti (2003)	Chuva Intensa	Acquabona, Itália	45°
Crosta <i>et al.</i> (2003)	Chuva Intensa	Valtellina, Itália	~44°
Gomes <i>et al.</i> (2008)	Chuva Intensa	Rio de Janeiro, Brasil	> 20°
Costa (1984)	-	-	> 15° – 20°
Lee <i>et al.</i> (2008)	Terremoto, Tufões	Taiwan	~35°
Campbell (1974)	Chuva Intensa	Califórnia, EUA	17° – 56°
Morrissey <i>et al.</i> (2008)	Furacão	Virginia, EUA	18° – 44°

Continuação Tabela2.

Toyos <i>et al.</i> (2007)	Chuva Intensa	Sarno, Itália	> 33° – 35°
Blijenberg <i>et al.</i> (1996)	Chuvas Intensas	Alpes Franceses	27° – 54°
Hungr (2005)	-	-	20° – 45°
Rickenmann e Zimmermann (1993)	Chuvas Intensas	Alpes Suíços	27° – 38° ⁽²⁾ 24° – 35° ⁽³⁾
Cenderelli e Kite (1998)	Chuvas intensas	West Virginia, EUA	28° – 31°
Temple e Rapp (1972)*	-	Tanzânia	28° – 44°
O'Loughlin (1972)*	-	British Columbia, Canadá	24° – 48°
Lumb (1975)*	-	Hong Kong	25° – 48°
Selby (1976)*	-	Califórnia, EUA	27° – 56°
Statham (1976)*	-	Wales	27° – 37°
Pomeroy (1980)*	-	Pensilvânia, EUA	20° – 40°
Heller (1981)*	-	Washington, EUA	20° – 40°
Ellen <i>et al.</i> (1988)*	-	Califórnia, EUA	20° – 50°
Pierson <i>et al.</i> (1992)*	-	Havaí, EUA	30° – 60°

Obs.: (-) dado não apresentado. (1) Tomando como hipótese que de início em locais onde ocorreu apenas a entrada de sedimentos tanto para parte confinada como não confinada. (2) Para *Slope type*. (3) Para *Valley type*. (*) Fonte: Iverson *et al.* (1997).

Grandes precipitações são provavelmente a fonte mais comum para o fornecimento de água para a ocorrência de fluxos de detritos (CAMPBELL, 1974; COSTA, 1984; THOMAS, 1994; SELBY, 1993). Com a adição de grande quantidade de água no sistema a pressão hídrica no poro aumenta diminuindo a resistência ao cisalhamento (CAMPBELL, 1974; COSTA, 1984). Com este aumento diminui-se a coesão do solo (COSTA, 1984; THOMAS, 1994) fazendo com que o solo se liquefaça transformando-se em fluido viscoso (COSTA, 1984).

Segundo Iverson (1997) o critério de Mohr-Coulomb descreve adequadamente o estado das forças na superfície de ruptura. Este critério pode ser apresentado da seguinte forma:

$$|\tau| = (\sigma - p) \tan \phi' + c' \quad (1)$$

onde τ é o cisalhamento médio (kg/m.s^2); σ é a força normal (kg/m.s^2); p é a pressão hídrica no poro (kg/m.s^2); ϕ' é o ângulo de atrito ($^\circ$); e c' é o intercepto coesivo do solo (kg/m.s^2).

Após a ruptura a massa deslocada irá adquirir movimento, passando da zona de ruptura, para a zona de transporte.

3.2.2 Zona de Transporte

A zona de **transporte** corresponde ao local percorrido pelo fluxo de detritos onde o mesmo permanece em movimento (HUNGR, 2005). Usualmente esta zona encontra-se em locais com declividade maior que 10° (BATHURST *et al.* 1997; HUNGR, 2005).

Iverson (1997) apresenta que a conversão de energia durante o movimento do fluxo pode ser demonstrada como a energia potencial, mgH , transformada em energia perdida para formas não recuperáveis pelas forças de resistência, mgR , aplicadas durante uma distancia L até fazer o movimento parar:

$$mgH = mgRL \quad (2)$$

onde m é a massa do fluxo de detritos (kg); g é a aceleração da gravidade (m/s^2); R é o coeficiente de resistência adimensional; H é a elevação vertical da fonte do fluxo de detritos com o depósito (m), obtida pela diferença entre as cotas da ruptura e o depósito; e L é a distancia horizontal da fonte até o depósito (*Runout*) (m) (Figura 1).

Segundo Costa (1984), a grande mobilidade de fluxo de detritos está ligada à presença de argilas na mistura água solo, pois a argila reduz a permeabilidade aumentando a pressão no poro e, consequentemente, aumentando a mobilidade da massa.

Através da conversão de energia visa-se estimar o alcance da massa deslizada, dentre outros parâmetros. Segundo Rickenmann (2005), podem-se dividir as tentativas de se estimar o alcance entre métodos empírico-estatísticos e dinâmicos.

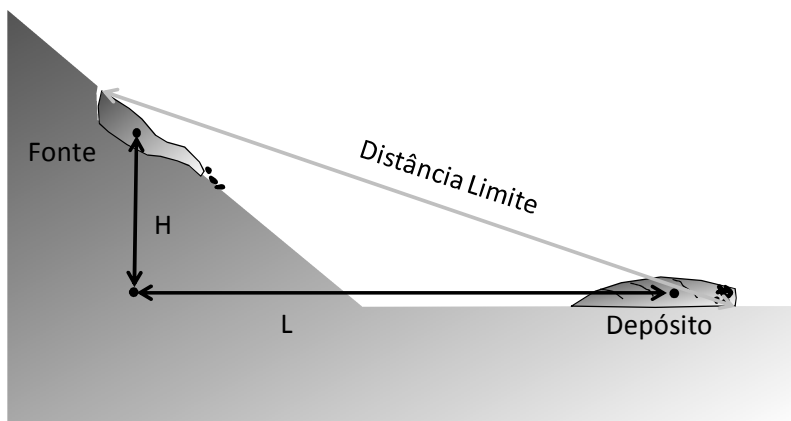


Figura 1 – Esquema para representar o local de início e deposição de um fluxo de detritos. Fonte: modificado de Iverson (1997).

Um dos primeiros a gerar um método empírico-estatístico foi Scheidegger (1973). Em seu trabalho realizou análise de movimentos de massa obtendo uma correlação entre volume total deslocado (M) (m^3) e coeficiente de fricção(f) adimensional. Sua relação obtida é a seguinte:

$$\log(f) = -0,15666 \log M + 0,62419 \quad (3)$$

Corominas (1996), em trabalho semelhante, determinou correlações para diferentes tipos de movimento de massa obtendo como resposta para fluxo de detritos a seguinte equação:

$$\log(H / L_t) = -0,105 \log M - 0,012 \quad (4)$$

onde L_t é a distância total percorrida pelo fluxo (*Total Travel Distance*) (m).

Rickenmann (1999) determinou a partir de dados de campo e de outros autores a seguinte equação:

$$L_t = 1,9 M^{0,16} H^{0,83} \quad (5)$$

Segundo Rickenmann (2005) modelos dinâmicos são baseados fisicamente e consideram a conservação da energia ou quantidade de movimento. Alguns exemplos de modelos dinâmicos são apresentados no Item 3.3.

Além de formulações empíricas para estimar o alcance, temos também formulações para estimar o pico de vazão do hidrograma, a velocidade média do fluxo, dentre outros (i.e. RICKENMANN, 1999, STOLZ e HUGGEL, 2008).

Desta forma, na Tabela 3 são apresentadas algumas equações empíricas encontradas na bibliografia que podem ser testadas para geração de dados preliminares e de entrada para modelos.

Tabela 3 – Equações empíricas encontradas na bibliografia.

Autor	Parâmetro	Nº	Equação
Archetti e Lamberti (2003)	Volume total	(6)	$M = 39,1.C_v^{1,97}.\eta^{-0,017}.\tau_y^{-0,19}.Q_p^{0,3}.M_w^{0,91}$
D'Agostino <i>et al.</i> (1996)	Volume total	(7)	$M = 45.000.A^{0,9}(\bar{S})^{1,5}.GI$
Marchi e D'Agostino (2004)	Volume total	(8)	$M = 18.000.A^{1,16}(\bar{S})^{1,3}.GI$
		(9)	$M = 65.000.A^{1,35}(\bar{S})^{1,7}$
Forti (1920)*	Vazão de pico	(10)	$Q_p = A\left(2,35\frac{500}{A+125} + 0,5\right)$
Rickenmann (1999)	Vazão de pico	(11)	$Q_p = 0,1.M^{5/6}$
Mizuyama <i>et al.</i> (1992) ⁽¹⁾	Vazão de pico	(12)	$Q_p = 0,135.M^{0,78}$
Mizuyama <i>et al.</i> (1992) ⁽¹⁾	Vazão de pico	(13)	$Q_p = 0,0188.M^{0,79}$
Jitousono <i>et al.</i> (1996) ⁽¹⁾	Vazão de pico	(14)	$Q_p = 0,00558.M^{0,831}$
Jitousono <i>et al.</i> (1996) ⁽¹⁾	Vazão de pico	(15)	$Q_p = 0,00135.M^{0,870}$
Costa (1988) ⁽¹⁾	Vazão de pico	(16)	$Q_p = 0,293.M_w^{0,56}$
Costa (1988) ⁽¹⁾	Vazão de pico	(17)	$Q_p = 0,0163.M_w^{0,64}$
Rickenmann (1999)	Velocidade Média	(18)	$\bar{V} = 2,1.Q^{0,33}.S_0^{0,33}$

(*)Fonte: Marchi e D'Agostino (2004);(1) Fonte: Rickenmann (1999). M volume total deslocado (m³); C_v concentração volumétrica de sedimento(m³/m³); η viscosidade aparente (Pa.s); τ_y tensão cisalhante crítica (Pa); Q_p vazão de pico (m³/s); M_w volume de água (m³); A área da bacia (km²); \bar{S} é a declividade média da bacia (%); GI é o índice geológico; \bar{V} velocidade média do fluxo (m/s); S_0 declividade do canal (m/m).

Segundo Iverson (2005), o caminho percorrido pelo fluxo pode ser fixo ou erodível. Quando ocorre o ganho ou perda de massa pela erosão durante o trânsito do fluxo, estas mudanças são identificadas pelos termos *bulking* (aumento de massa ou concentração de sólidos) e *debulking* (diminuição de massa ou concentração de sólidos) (IVERSON, 1997).

Zicheng e Jing (1987) apresentaram os processos e efeitos causados pela erosão durante um fluxo de detritos e dividiram o modo de erosão em três tipos: (i) erosão de declividade (*slope erosion*); (ii) erosão gravitacional (*gravity erosion*); e (iii) erosão do canal (*channel erosion*).

Hungr *et al.* (2005) afirmam que os principais mecanismos que fornecem material para o fluxo são a desestabilização e posterior erosão do leito do canal.

Hungr *et al.* (1984) desenvolveram o termo *channel debris yield rate* (taxa de erosão no percurso) para determinar a taxa de ganho de volume por unidade de comprimento. Hungr (2005) afirma que este termo representa quanto volume de sedimento o fluxo recebe por metro percorrido, ao erodir o canal durante seu avanço.

Rickenmann e Zimmermann (1993) apresentaram uma relação empírica entre a declividade da deposição (*fan slope*) (S_d) em % e a taxa de erosão média no percurso (\bar{E}) em m^3/m conforme a equação (19) como um valor limite de erosão para os fluxos de detritos avaliados.

$$\bar{E} = 110 - 250.S_d \quad (19)$$

Na Tabela 4 são apresentados os valores obtidos por alguns autores para a taxa de erosão no percurso, os quais demonstram uma grande variação entre os valores obtidos.

Tabela 4 – Valores de taxa de erosão encontrados na bibliografia.

Autor	Local	Taxa de erosão no percurso (m^3/m)
Hungr <i>et al.</i> (1984)	M-Creek	
	Charles	6,2
	Creek	7,8
	Alberta	5,5
	Creek	18,4
Rickenmann e Zimmermann (1993)	Wahleach	
	Alpes Suíços	650*

Continuação Tabela 4.

Conversini <i>et al.</i> (2005)	Itália	0 – 15
Fannin e Rollerson (1993)	British Columbia	12 – 25
Marchi e Cavalli (2007)	Alpes Italianos	120*
Tecca e Genevois (2009)	Acquabona Creek, Itália	18*
	West Virginia, EUA	0,5 –
	Austin Run	41,7
Cenderelli e Kite (1998)	Kisamore Run	0,4 – 18
	Twin Run	0,5 –
		22,5
	Gravel Lick Run	0,6 – 10
Zimmermann (1990)	Alpes Suíços	5 – 10
Thouret <i>et al.</i> (1995) ⁽¹⁾	França	70 – 600

* Valor máximo observado.(1) Fonte: Marchi e D'Agostino (2004).

Em eventos de fluxo de detritos pode ser verificada a existência de uma onda (*surge*) (Figura 2) ou centenas de ondas sucessivas (COSTA, 1984; HUNGR, 2005; GOSTNER *et al.*, 2008). Tais ondas apresentam uma frente rochosa (*boulder front*) composta de seixos, pedregulhos, rochas e material não liquefeito (HUNGR, 2005) sendo capazes de transportar grandes blocos de rocha (COSTA, 1984; GOSTNER *et al.*, 2008). O corpo principal (*main body*) é uma massa de detritos liquefeitos (HUNGR, 2005). O rabo (*tail*) é uma diluição, um fluxo turbulento de uma carga de sedimentos dissolvidos em água, similar a uma inundação de detritos (*debris flood*) (HUNGR, 2005). A concentração de sedimentos diminui do início para o fim de cada onda (HUNGR *et al.*, 1984; TAKAHASHI, 1991; IVERSON, 1997).

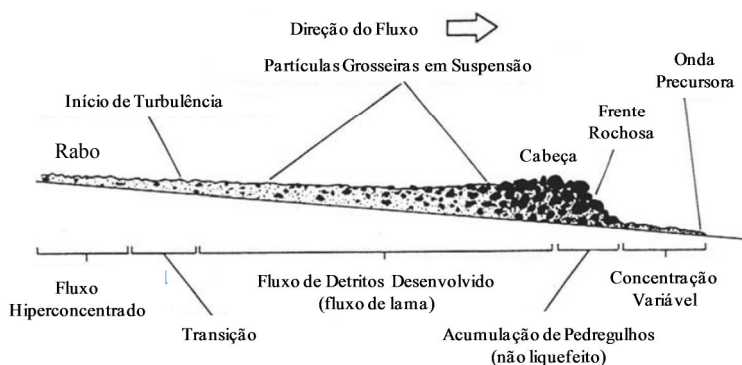


Figura 2 – Esquema típico de uma onda de fluxo de detritos com frente rochosa. Fonte: Pierson (1986).

Segundo Iverson (1997) o acúmulo de grandes rochas e escombros na cabeça da onda pode ter duas origens: estes escombros podem ser obtidos durante o movimento e ficam retidos influenciados por outros escombros, ou podem migrar do corpo do fluxo por transporte preferencial.

Desta forma ficou demonstrado que ao propagar o fluxo perde energia, por atrito interno e externo, tendendo a parar. Sendo assim o fluxo passa da zona de transporte, para a zona de deposição.

3.2.3 Zona de Deposição

Conforme Iverson (1997) a **deposição** ocorre quando toda a energia cinética é transformada a outra forma de energia. A deposição normalmente ocorre como resultado da combinação da redução da declividade e da perda do confinamento (HUNGR, 2005; BENDA e CUNDY, 1990). Diversos autores apresentam os valores de declividade onde se inicia a deposição do fluxo. Estes valores são apresentados na Tabela 5 e demonstram que a deposição ocorre em valores de declividade próximos a 15°.

Tabela 5 – Valores de declividade encontrados na bibliografia no local de deposição.

Autor	Declividade de deposição
Slaymaker (1988)	5° – 12°
Hutter <i>et al.</i> (1996)	~3°

Continuação Tabela 5.

Benda e Cundy (1990)	1° – 10°
Bathurst <i>et al.</i> (1997)	10°
Hungr <i>et al.</i> (1984)	8° – 14°
Cenderelli e Kite (1998)	5° – 10°
Tecca <i>et al.</i> (2006)	12° – 14°
Boelhouwers <i>et al.</i> (2000)	<13°
Fannin e Rollerson (1993)	<17° ⁽¹⁾
	<6° ⁽²⁾
	<15° ⁽³⁾
Ishikawa <i>et al.</i> (2003)	~14,6° – 24,8°
Armento <i>et al.</i> (2008)	7°

(1) Fluxo confinado; (2) Fluxo não confinado; (3) Local de transição entre confinamento e não confinamento.

Segundo Hungr (2005) a área de deposição de um fluxo de detritos normalmente ocorre no formato de um leque, conhecido como leque de detritos (*debris fan*) ou leque coluvial (*colluvial fan*).

Takahashi (1991) apresenta descrição e sua formulação para a formação do leque de deposição, baseado em análises de laboratório. Major (1997) realizou estudos parecidos ao de Takahashi, mas em canal com 95 m de comprimento e 2 m de largura.

Descritas as três zonas pelas quais fluxos de detritos ocorrem demonstra-se a necessidade de estudos da dinâmica do movimento como um todo para melhor explicar todos os processos envolvidos por estes fenômenos. Além disso, ocorre a necessidade de verificar a ocorrência temporal destes estudos no Brasil. Sendo assim, será apresentado no item 3.3 uma pequena revisão de estudos de movimentos de encosta realizados no Brasil.

3.3 ESTUDOS ANTERIORES SOBRE MOVIMENTOS DE ENCOSTA NO BRASIL

Sternberg (1949) descreveu o evento de cheia e enxurrada de detritos (*debris flood*) ocorridos no vale do Paraíba em dezembro de 1948. Neste trabalho o autor ressalta a ocupação humana, o mau uso do solo e um evento climático adverso para explicar a magnitude de perdas nos eventos.

Jones (1973) realizou estudo do evento de deslizamentos ocorridos na Serra das Araras e na cidade do Rio de Janeiro no ano de 1967. Um fato curioso neste trabalho foi a aplicação de cal sobre a

lateral de um dique onde o solo iniciou um deslizamento como tentativa de aumentar a estabilidade.

Coutinho (2002) realizou estudo sobre a influência da precipitação na ocorrência de movimentos de encosta na cidade de Blumenau/SC. Além disto, em seu trabalho apresentou uma revisão bibliográfica sobre movimentos ocorridos no Brasil.

Nesta mesma linha de pesquisa, Lopes *et al.* (2007) realizaram inventário dos deslizamentos ocorridos na Serra de Cubatão/SP. A partir de fotos aéreas de 1985 e 1994 em escala de 1:10.000 mapearam aproximadamente 2500 cicatrizes.

Kanji *et al.* (2008) realizaram a descrição de eventos de fluxo de detritos ocorrido na Serra do Cubatão, próximo à cidade de Cubatão/SP, no ano de 1994 causando grandes danos a uma Refinaria da Petrobrás atingida pelos detritos. Os autores demonstraram o longo caminho percorrido pelo fluxo e apresentaram medidas estruturais para tentativa de evitar que futuros fluxos que pudessem acontecer viessem a atingir novamente o local.

Kobiyama *et al.* (2010) realizaram levantamento preliminar de dois fluxos de detritos ocorridos na Bacia do Rio Cunha, município de Rio dos Cedros, em 2008 e compararam o volume de ruptura obtido em campo com as equações (4) e (5). Neste mesmo ano outros municípios do estado de Santa Catarina sofreram com movimentos de encosta, onde autores como Pereira (2009) e Menezes (2009) descreveram o desastre ocorrido em algumas cidades relatando através de entrevistas o sofrimento do povo envolvido e afetado por estes eventos.

Diversos trabalhos foram realizados para a análise de susceptibilidade da ocorrência de movimentos de encosta através de modelagem integrada ao Sistema de Informações Geográficas - SIG (i.e. GOMES *et al.*, 2005; GOMES *et al.*, 2008; ZAIDAN e FERNANDES, 2009; GUIMARÃES *et al.*, 2003a; GUIMARÃES *et al.*, 2003b; GUIMARÃES *et al.*, 2009; STRIEDER *et al.*, 2008). Nestes estudos foram aplicados modelos para previsão de áreas de risco como o modelo SHALSTAB (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994). Apesar da indicação dos locais de riscos não foram realizados estudos para estimar o alcance da massa deslizada.

Por fim, Kobiyama *et al.* (2004) realizaram análise do alcance da massa deslizada através de um método topográfico simplificado em duas áreas susceptíveis a deslizamentos no município de Florianópolis/SC. Neste trabalho os autores afirmam da necessidade de se considerar não

somente a área de ruptura, mas toda a área afetada por movimentos de massa.

Desta forma, nota-se a necessidade de iniciar estudos de propagação de fluxo de detritos através de modelagem dinâmica. Neste intuito são apresentados no item 3.4 alguns exemplos de modelos dinâmicos aplicados pelo mundo para propagação de fluxo de detritos.

3.4 EXEMPLOS DE MODELOS NUMÉRICOS APLICADOS PARA REPRODUÇÃO DE FLUXO DE DETRITOS

Diversas são as ferramentas para análise de fluxo de detritos. Dentre elas diversos modelos já foram desenvolvidos e vem sendo testados para a simulação dinâmica destes movimentos. Na Tabela 6 encontram-se alguns modelos que são utilizados para a propagação de fluxos de detritos.

Tabela 6 – Alguns modelos aplicados para simulação dinâmica de fluxo de detritos com sua referência.

Modelo	Dimensões	Autor	Método
FLO-2D	2D	O'Brien <i>et al.</i> (1993)	Euler
DAN-W	1D	Hungr (1995)	Lagrange
HB	2D	Laigle e Coussot (1997)	Euler
BING	1D	Imran <i>et al.</i> (2001)	Lagrange
DAN-3D	3D	McDougall e Hungr (2004)	Lagrange
DFEM	1 – 2D	Naef <i>et al.</i> (2006)	Lagrange
KANAKO	1 – 2D	Nakatani <i>et al.</i> (2007)	Lagrange
MassMov2D	2D	Beguiria <i>et al.</i> (2009)	Euler
TRENT-2D	2D	Armanini <i>et al.</i> (2009)	Euler

O modelo FLO-2D criado por O'Brien *et al.* (1993) foi o escolhido para ser aplicado neste trabalho, por se tratar de um modelo amplamente utilizado e testado pelo mundo assim como pode ser visto no capítulo 3.5. É um modelo bidimensional de diferenças finitas capazes de simular áreas de inundações para simulação hidráulica, fluxos de lama e fluxo de detritos. Com base em O'Brien *et al.* (1993) e FLO Engineering Inc (2009) serão descritos as etapas principais e as equações envolvidas pelo modelo para simulação de fluxo de detritos.

Este modelo está baseado nas equações de conservação de massa e na forma bidimensional das equações de quantidade de movimento.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h V_x}{\partial x} + \frac{\partial h V_y}{\partial y} = i \quad (20)$$

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{V_x \partial V_x}{g \partial x} - \frac{V_y \partial V_x}{g \partial y} - \frac{\partial V_x}{g \partial t} \quad (21)$$

$$S_{fy} = S_{oy} - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{V_y \partial V_y}{g \partial y} - \frac{V_x \partial V_y}{g \partial x} - \frac{\partial V_y}{g \partial t} \quad (22)$$

onde h (m) é a profundidade do fluxo; V_x e V_y as componentes das velocidades médias (m/s) em x e y ; i a intensidade de chuva (mm/h); S_{fx} e S_{fy} as componentes x e y da declividade de atrito (m/m), que representam a perda total de carga; e S_{ox} e S_{oy} as componentes x e y da declividade do canal (m/m).

Para resolução das equações de quantidade de movimento é adotado um esquema numérico de diferenças finitas. Como domínio, tem-se uma discretização de forma uniforme gerando um *grid* com elementos quadrados. Em cada elemento são realizados cálculos em oito direções baseado na rosa dos ventos, nas quatro direções cardeais (norte, sul, leste e oeste) e nas quatro direções de colaterais (sudeste, sudoeste, nordeste e noroeste).

Para iniciar o procedimento de cálculos do modelo, inicialmente são estimadas a altura do fluxo, a geometria do local analisado, sua rugosidade e a declividade. Estes valores são calculados sempre analisando dois elementos do *grid* que estão recebendo o fluxo. Estes valores são obtidos como valores médios entre os dois elementos.

O próximo passo é estimar a velocidade do fluxo. Para isso, o modelo determina o valor da velocidade utilizando a formulação de onda difusiva. Com este valor estimado o modelo aplica o método da tangente de Newton-Raphson de segunda ordem, na tentativa de calcular o termo de aceleração local. Caso o modelo falhe na tentativa de convergir após três iterações, o valor estimado com a onda difusiva é adotado.

De posse da velocidade e conhecida a geometria do local é possível calcular a nova vazão (Q)(m³/s) do fluxo na direção determinada. Esta nova vazão é calculada para as oito direções (cardeais e subcardeais) e depois somadas, para determinar a vazão entrando ou saindo do elemento (equação 23). Multiplicando-se a soma destas vazões pelo intervalo computacional (Δt)(s) obtém-se o volume do fluxo presente no elemento do *grid* analisado. Como já se sabe o valor da área da superfície do terreno (A_{surf})(m²) determina-se a variação da altura, conforme apresentado na equação (25).

$$\Delta Q_x^{i+1} = Q_n + Q_e + Q_s + Q_o + Q_{ne} + Q_{se} + Q_{so} + Q_{no} \quad (23)$$

$$\Delta h_x^{i+1} = \Delta Q_x^{i+1} \Delta t / A_{surf} \quad (24)$$

Por fim a estabilidade numérica será verificada. O FLO-2D utiliza o critério Courant-Friedrich-Lewy (CFL). De forma simplificada, este critério avalia se uma partícula não percorre mais de um elemento do *grid* em um intervalo computacional. Desta forma o intervalo computacional máximo é dado como:

$$\Delta t = C \Delta x / (\beta V + c) \quad (25)$$

onde, Δt é o intervalo computacional (s), C é o número de Courant adimensional, Δx é a largura de um elemento do *grid* (m), β é um coeficiente adimensional, V é a velocidade para a sessão transversal média do *grid* (m/s), e c é a celeridade da onda (m/s).

Além deste teste, o modelo também verifica a estabilidade numérica para a aplicação da onda dinâmica através do método desenvolvido por Ponce e Theurer (1982), apresentado na equação (26).

$$\Delta t < \zeta S_0 \Delta x^2 / q_0 \quad (26)$$

onde q_0 é a vazão unitária (m³/s.m), S_0 é a declividade do terreno (m/m) e ζ é o coeficiente de estabilidade dinâmica adimensional.

Realizado os testes de estabilidade e atendidas às relações o modelo irá realizar os cálculos para os próximos *grids*. Caso o valor do intervalo computacional não atenda as necessidades para manter a estabilidade numérica, o modelo solicita intervenção do usuário para diminuir o intervalo computacional, elimina os valores hidráulicos calculados e reinicia os cálculos para este novo intervalo definido.

Quando no modelo é acionada a opção de fluxo de lama e fluxo de detritos, o modelo passa a calcular a declividade de atrito levando em consideração também a viscosidade e a tensão cisalhante crítica como:

$$S_f = S_y + S_v + S_{td} \quad (27)$$

onde S_f é a declividade total de atrito; S_y a declividade de ruptura (m/m); S_v a declividade viscosa (m/m); e S_{td} a declividade dispersão turbulenta (m/m).

A declividade viscosa pode ser escrita como

$$S_v = \frac{K \eta}{8 \gamma_m} \frac{V}{h^2} \quad (28)$$

onde γ_m é o peso específico da mistura de sedimentos (g/cm³); η é a viscosidade dinâmica dos sedimentos (poise ou 0,1Pa.s) ; e K é o parâmetro de resistência em fluxo laminar adimensional.

A resistência do fluxo aos componentes da dispersão turbulenta pode ser escritos em função do coeficiente de Manning:

$$S_{td} = \frac{n^2 V^2}{h^{4/3}} \quad (29)$$

Por fim a declividade de atrito, por sua vez, pode ser escrita da seguinte forma:

$$S_f = \frac{\tau_y}{\gamma_m h} + \frac{K \eta V}{8 \gamma_m h^2} + \frac{n^2 V^2}{h^{4/3}} \quad (30)$$

onde τ_y é a tensão cisalhante crítica (dynes/cm² ou 0,1 Pa).

Para determinação da tensão cisalhante crítica e viscosidade dinâmica dos sedimentos foram adotadas as seguintes relações empíricas:

$$\eta = \alpha_1 e^{\beta_1 C_v} \quad (31)$$

$$\tau_y = \alpha_2 e^{\beta_2 C_v} \quad (32)$$

onde α_i e β_i são coeficientes empíricos definidos experimentalmente em laboratório e C_v é a concentração volumétrica de sedimentos (m³/m³) (O'BRIEN e JULIEN, 1988).

A atenuação do pico simulado ocorre por acumulação, e pelas interações de perda por atrito e gradiente de pressão com o canal, quando não encontrada solução para o termo de aceleração local. Além disso, ao simular fluxos de detritos o modelo considera o canal como rígido, como fundo fixo, não considerando efeitos erosivos.

O modelo DAN-W foi desenvolvido por Hungr (1995). Este modelo implementa uma solução unidimensional Lagrangeana para as equações de movimento e ainda é capaz de usar diversas relações reológicas. A resolução utiliza uma malha de coordenadas curvilíneas tanto para a equação de quantidade de movimento como para a conservação de massa. Seu método numérico é uma adaptação da *smoothed particle hydrodynamics* (SPH).

O modelo HB (LAIGLE e COUSSOT, 1997) considera um fluxo de uma fase em superfície livre não confinada propagando materiais visco plásticos com o modelo reológico Herschel-Bulkley. O modelo é baseado na forma conservativa da equação de águas rasas resolvidas por volumes finitos com *grid* retangular.

O modelo BING foi desenvolvido por Imran *et al.* (2001) para estudar a propagação de fluxo de detritos em fontes finitas. É um modelo unidimensional baseado no esquema numérico de Jiang e

LeBlond (1993). No modelo são resolvidas as equações de conservação de massa e quantidade de movimento. A solução numérica é realizada por diferenciais finitas explícitas com o tempo em um esquema Lagrangeano. Neste modelo são incorporados diversos modelos reológicos de fluidos visco plástico, sendo eles: Bingham; Herschel-Bulkley e Bi-linear. Este modelo foi aplicado por Remaître *et al.* (2005) para verificar a influência de diferentes tipos de sedimento no comportamento do fluxo.

Como um modelo de resolução em três dimensões temos o DAN-3D, que é uma versão atualizada do modelo DAN-W, mas ainda não comercializável. Esta nova formulação foi desenvolvida por McDougall e Hungr (2004,2005). Este novo modelo é baseado na solução Lagrangeana para as equações de águas rasas, não uniforme, variado, fluindo em um canal aberto, generalizado como um fluxo de materiais de solo. O método numérico utilizado para resolução das equações de quantidade de movimento e conservação de massa é o SPH. Neste método o volume total da massa em fluxo é dividido em elementos conhecidos como “*smooth particles*”. Cada partícula possui um volume finito, sendo influenciado por suas partículas vizinhas.

O modelo DFEM foi desenvolvido por Naef *et al.* (2006) sendo um modelo baseado na solução de elementos finitos utilizados para resolver de forma conservativa as equações de águas rasas. O termo de resistência tipicamente utilizado para simulações hidráulicas de canais (i.e. Manning e Chézy) foram substituídos por leis de fluxo para melhor representar um fluxo de detritos (RICKENMANN *et al.*, 2006).

O modelo KANAKO foi desenvolvido por Nakatani *et al.* (2007). Sua versão inicial apresentava a possibilidade de simulação unidimensional de fluxo de detritos e o efeito de barragens de contenção de sedimentos. As equações de quantidade de movimento e conservação de massa, bem como as equações de erosão e deposição foram baseadas em Takahashi e Kuang (1986).

O modelo MassMov 2D foi desenvolvido por Beguería *et al.* (2009). A aproximação foi baseada na teoria de Savage-Hutter, que assume material homogêneo unifásico com propriedades reológicas. O fluxo é modelado através de aproximações das equações dinâmicas em meio contínuo. Estas equações dinâmicas são baseadas nas equações de águas rasas. O modelo reológico empregado está baseado nas leis de Bingham e Coulomb. A resolução numérica das equações é realizada através de diferenças finitas discretizadas em malhas regulares.

O modelo TRENT-2D (ARMANINI *et al.*, 2009) apresenta as equações de movimento para cálculo da velocidade em profundidade média (*depth-averaged model*) sendo integradas em duas dimensões. O modelo trabalha com fluxo de duas fases aplicando um esquema de volume finito para resolução numérica. O modelo aplica a aproximação de ondas longas (*long wave approximation*), o que nada mais é que supor que as propriedades no sentido longitudinal são mais relevantes que as na vertical. Neste mesmo trabalho o modelo foi testado em dois fluxos, ocorridos nos Alpes Italianos, para sua validação.

3.5 ESTUDOS DE CASO COM MODELO FLO-2D

García *et al.* (2004) apresentam um método de determinar mapas de risco utilizando o modelo FLO-2D para reproduzir um fluxo de detritos ocorrido na Venezuela. Neste trabalho os autores compararam as alturas de deposição dos detritos levantados pela Agencia de Cooperação Internacional Japonesa (JICA) com os resultados obtidos pelo FLO-2D. Para a geração dos hidrogramas de entrada foram utilizados dados pluviométricos com período de retorno variando em 10, 100 e 500 anos e tempo de duração de aproximadamente 33 horas. Como resultado afirmam que o modelo FLO-2D conseguiu reproduzir com boa precisão os locais de deposição.

Rickenmann *et al.* (2006) realizaram comparação entre três modelos de propagação de fluxo de detritos bidimensionais reproduzindo dois fluxos de detritos documentados. Estes fluxos foram observados na bacia de Varunasch na Suíça e na bacia de Wartschenbach na Áustria. Os três modelos aplicados foram o FLO-2D, o DFEM e HB. Para reprodução dos fluxos nestes modelos foram usados dados reológicos obtidos em estudos anteriores e através de outros fornecidos pela calibração verificando a consistência física dos mesmos. Os dados hidrológicos dos eventos antecedentes foram aproximados a um hidrograma com formato triangular com pico de $600\text{m}^3/\text{s}$ para a bacia de Varunasch. Para esta última bacia os dados hidrológicos foram obtidos através de relações empíricas na tentativa de reproduzir o volume total do fluxo de detritos estimado em campo. Segundo os autores os três modelos apresentaram boa aproximação na reprodução da área percorrida pelo fluxo de detritos. Além disso, afirmam a necessidade de dados precisos de topografia para determinar as condições de deposição.

Tecca *et al.* (2006) realizaram estudo com o modelo FLO-2D em Fiames região oeste Italiana, nas bacias Acquabona e K109. Neste

trabalho os autores descrevem um evento de chuva que desencadeou em um fluxo de detritos. Para simulação os autores primeiramente realizaram a calibração do modelo. Para estimar o hidrograma produzido pela chuva foi utilizado o modelo CLEM. Os parâmetros reológicos que apresentaram a melhor calibração estão apresentados na Tabela 9. Como conclusão os autores afirmam a possibilidade de se utilizar o modelo FLO-2D para prever o comportamento de fluxo de detritos e também para se estimar alturas de deposição e velocidade de propagação. Com estes dados os autores confirmam a possibilidade de usar o modelo para criar medidas de mitigação de risco.

Segato *et al.* (2006) testaram duas metodologias para a geração de mapas de riscos relacionados a fluxo de detritos: (i) aplicação simplificada por aproximação hidráulica; e (ii) aplicação do modelo FLO-2D. Para isso aplicaram o modelo na região de Valle d'Aosta, oeste dos Alpes Italianos. Para simulação foi determinado o volume total de sedimento que seria produzido na bacia através da equação (7) apresentada por Marchi e D'Agostino (2004) da Tabela 3. Com este dado estimaram hipoteticamente um hidrograma de entrada para reproduzir o fluxo de detritos e assim avaliar o mapa de risco gerado. Como resultados os autores afirmam a possibilidade de aplicação de ambas as metodologias, mas com a preferência pela utilização do modelo FLO-2D pela menor subjetividade nos resultados gerados.

Četina *et al.* (2006) realizaram estudo de simulação numérica para propagação de fluxo de detritos utilizando três modelos. O primeiro, DEBRIF1D, é um modelo unidimensional desenvolvido para quebras de barragem. O segundo e o terceiro são modelos bidimensionais, PCFLOW2D, desenvolvido na Universidade de Ljubljana, e o FLO-2D. Os modelos foram usados para determinar os locais afetados pelo fluxo de detritos ocorrido no ano de 2000 na Eslovênia. A partir dos resultados foram desenvolvidas medidas estruturais de controle para diminuir danos e perdas

Barrios e Olaya (2007) aplicaram o modelo FLO 2D para reproduzir um fluxo de detritos ocorrido na micro bacia El Salto, no município de Ibagué Tolima, Colômbia. Aplicaram o método do hidrograma sintético SCS e do hidrograma analítico a fim de reproduzir o hidrograma gerado neste evento. Concluíram que o método do SCS não pode ser utilizado para gerar o hidrograma de entrada por não ser capaz de reproduzir a escala temporal de um fluxo de detritos, errando no tempo de base do hidrograma.

Armento *et al.* (2008) aplicaram o modelo DAN-W e o modelo FLO-2D para reproduzir o evento de dois fluxos de detritos (Aquabona e K109) ocorridos em Cortina d'Ampezzo, Itália. O hidrograma de entrada para a modelagem com o FLO-2D foi obtido com a aplicação do modelo HEC-HMS. Os parâmetros reológicos foram obtidos através de calibração com base nos valores propostos na Tabela 9. Dentre os resultados obtidos os autores afirmam a melhor precisão do modelo FLO-2D para reprodução da área inundada, mas com resultados similares ao DAN-W ao analisar a distância percorrida e as características da área de deposição.

Gentile *et al.* (2008) aplicaram uma metodologia para análise de risco relacionado a fluxo de detritos na bacia Pulsano, próximos a cidade de Puglia, Itália. Além da criação desta metodologia foi aplicado o modelo FLO-2D para determinar a velocidade e altura de depósitos. Estes dados serviram para determinação das escalas de riscos. Os autores estimaram os hidrogramas para chuvas com período de retorno de 50, 200 e 500 anos, aplicando o modelo SHALSTAB para estimar o volume de sedimentos a ser transportado. Através das simulações geraram mapas de risco para o local de estudo.

Jakob e Weatherly (2008) desenvolveram estudo na bacia de Canyon Creek localizada na região nordeste do estado de Washington. Neste estudo avaliaram o avanço dos sucessivos deslizamentos de terra, seguidos de fluxos hiperconcentrados ocorridos em 1989 e 1990 que causaram danos e prejuízos como a destruição de quatro casas situadas próximas ao canal percorrido pelo fluxo. Nestes estudos, os autores utilizaram o modelo FLDWAV para simular diferentes quebras de barragem de sedimentos. Os dados obtidos foram aplicados no modelo FLO-2D para determinação das profundidades e velocidades máximas do fluxo. Para análise foram usadas fotos aéreas em escala de 1:12.000 e 1:40.000. Os hidrogramas de entrada foram obtidos através de análise de períodos de retorno de 20, 100 e 500 anos. Com os dados de saída do modelo FLO-2D foi construído o mapa de risco e através da determinação dos pontos afetados, foi tentado implementar medidas mitigadoras. Apesar da utilização de obras estruturais, os autores aconselharam a evacuação de algumas residências a fim de evitar outros prejuízos.

Stolz e Huggel (2008) verificaram a influência do tamanho do *grid* na aplicação e precisão do modelo FLO-2D. A área de estudo foi o Parque Nacional Suíço, próximo da divisa com a Itália. Foram levantados oito fluxos de detritos, sendo que foram apresentados os

resultados para um fluxo considerado representativo. Foram utilizados dessa maneira modelos digitais de elevação com resolução de 1, 4 e 25 metros. Além disso, aplicaram o modelo MSF que realiza análise da topografia do local para determinar a trajetória percorrida pelo fluxo de detritos. Como dado de entrada para a simulação com o modelo FLO-2D foi utilizada um hidrograma triangular com pico de $10\text{m}^3/\text{s}$ baseado no relatório fornecido pelo Instituto Federal de Água e Geologia da Suíça. Por fim os autores demonstram a boa adequação e reprodução dos resultados para os modelos digitais de elevação com resolução e *grid* igual a 1 e 4 metros. Apesar de a malha de 25m representar em parte o caminho percorrido, não conseguiu boa precisão nos locais de deposição.

Andrade (2010) realizou estudo na cidade de Villeneuve, Suíça, aplicando o modelo FLO-2D para obtenção das áreas afetadas por um fluxo de detritos ocorrido em 2006. Além disso, foram simulados cenários para diferentes períodos de retorno (30 e 100 anos). Por fim foram checadas medidas estruturais para mitigação, retenção e diminuição da erosão das margens do canal principal.

Hsu *et al.* (2010) realizaram a aplicação do modelo FLO-2D para reproduzir e verificar sua aplicabilidade em alguns fluxos de detritos que ocorreram em Hualien, na costa leste de Taiwan. Para verificar a precisão dos dados hidrológicos de entrada gerados pelo modelo FLO-2D os autores compararam os resultados obtidos com o modelo HSPF (*Hydrological Simulation Program Fortran*) e os dados observados. Ao comparar os hidrogramas notaram que o HSPF foi o que obteve melhor resultado para os valores de pico e recessão do hidrograma. Além disso, foi realizada análise de sensibilidade do modelo FLO-2D para determinar quais parâmetros influenciam mais os resultados das simulações de fluxo de detritos. Para esta análise foram realizados experimentos em laboratório num canal de pequena escala (8m de comprimento com 20cm de largura) . Nestes testes foram verificados que os parâmetros que apresentam maior influência nos resultados foram a tensão cisalhante (τ), o coeficiente de rugosidade (n) e a concentração volumétrica de sedimentos (C_v). Os dados reológicos de entrada foram obtidos através de formulação apresentada por Takahashi (1991) e pelo método de tentativa e erro através de calibração . Os dados gerados por calibração foram obtidos através da reprodução e validação de casos de fluxos de detritos monitorados. O modelo digital de elevação possuía resolução de 5 m. Como resultado os autores

afirmam que o modelo FLO-2D pode ser aplicado para reproduzir áreas de risco.

Boniello *et al.* (2010) realizaram estudo em Malborhetto-Valbruna, nordeste Italiano. Neste trabalho analisaram um fluxo de detritos em um tributário do Rio Fella, chamado de Fella sx. Esta análise contou com coleta de dados em campo para posterior caracterização granulométrica e reológica do local, bem como caracterização geológica, geomorfológica e hidrológica. Estes autores aplicaram o modelo FLO-2D na tentativa de validar sua simulação com dados obtidos em campo. A modelagem contou com os dados reológicos obtidos em análise com reômetro (Rheostress Haake RS150) bem como com dados encontrados em bibliografia. Para obtenção do hidrograma de entrada do modelo, aplicaram o modelo CLEM para uma chuva com período de retorno de 200 anos. Dentre os resultados foi verificado que ao utilizar a reologia local o modelo superestimou a área e o alcance do fluxo. Vale ressaltar que para obtenção dos dados de reologia apenas o sedimento passante na peneira 0,063mm foi utilizado, o que representa 20,4% da amostra coletada. Os autores ressaltam a necessidade de dados topográficos com elevada precisão para melhor representar o caminho do fluxo e deposição. Por fim, os autores afirmam a possibilidade de aplicação do modelo FLO-2D como ferramenta para planejamento territorial quando testado em conjunto com outros códigos e reologias.

Além destes, destacam-se outros autores que também realizaram análise do modelo FLO-2D como Hübl e Steinwendtner (2001), Lin *et al.* (2004,2005), Gentile *et al.* (2006), D'Agostino e Tecca (2006), Calligaris *et al.* (2008), Cesca e D'Agostino (2008). Como forma de sintetizar e facilitar posterior discussão está apresentado na Tabela 7 os parâmetros aplicados pelos referidos autores para simulação com FLO-2D.

Tabela 7 – Tabela resumo de parâmetros utilizados pelos autores para a simulação com modelo FLO-2D.

Autor	n	C_v	K	MDT	Análise reológica
Andrade (2010)	-	0,1, 0,2 e 0,41*	-	-	Não
Armento <i>et al.</i> (2008)	0,18	0,2 – 0,6	2.285	4m, 1:2.000	Não
Barrios e Olaya (2007)	0,07	0,5	-	-	Não

Continuação Tabela 7.

Boniello <i>et al.</i> (2010)	0,1		0,421 e 0,5	2.085	1:5.000	Sim
Calligaris <i>et al.</i> (2008)	0,1		0,2 – 0,6	24, 1000 e 2285	1:5.000	Não
Cesca D’Agostino (2008)	0,08, 0,14 0,33	e	0,2 – 0,725	24	1:5.000	Não
Četina <i>et al.</i> (2006)	0,03- 0,35		0,4, 0,42 e 0,5	2.285	-	Não
D’Agostino Tecca (2006)	0,04 0,1	e	0,1 – 0,65	24, 1.000 e 2.285		Não
García <i>et al.</i> (2004)	0,065		0,2 – 0,35	-	1:1.000	Não
Gentile <i>et al.</i> (2006)	-		0,2 – 0,35	-	5m	Não
Gentile <i>et al.</i> (2008)	-		0,2 -0,3	-	-	Não
Hsu <i>et al.</i> (2010)	0,2		0,5	1.000	5m	Não
Hübl Steinwendtner (2001)	-	e	0,55 e 0,6	-	1:5.000	Sim
Jakob Weatherly (2008)	0,06 0,075	-	-	-	1:12.000 - 1:40.000	Não
Lin <i>et al.</i> (2001)	-		0,5	-	10m	Não
Lin <i>et al.</i> (2005)	-		-	-	10m	Não
Rickenmann <i>et al.</i> (2006)	0,1 0,16	-	0,5	24	1:2.500	Não
Segato <i>et al.</i> (2006)	0,05 0,08	e	0 – 0,55	-	10m, 1:5.000	Não
Stolz e Huggel (2008)	-		0,4	-	25/ 4/ 1 m	Não
Tecca <i>et al.</i> (2006)	0,1		0,3–0,6	2.285	5m	Não

Obs.: (n) é o coeficiente de Manning; (C_v) concentração volumétrica de sedimento; (K) é parâmetro de resistência em fluxo laminar; (*) valores médios por declividade obtidos a partir de formulação empírica.

Baseado no grande número de aplicações deste modelo pelo mundo e nos bons resultados obtidos pelos autores, decidiu-se utilizar o modelo FLO-2D para o estudo de propagação dos fluxos de detritos ocorridos na bacia do Rio Cunha, município de Rio dos Cedros – SC.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 ÁREA DE ESTUDO

O local de estudo escolhido foi a bacia hidrográfica do Rio Cunha (Figura 3).

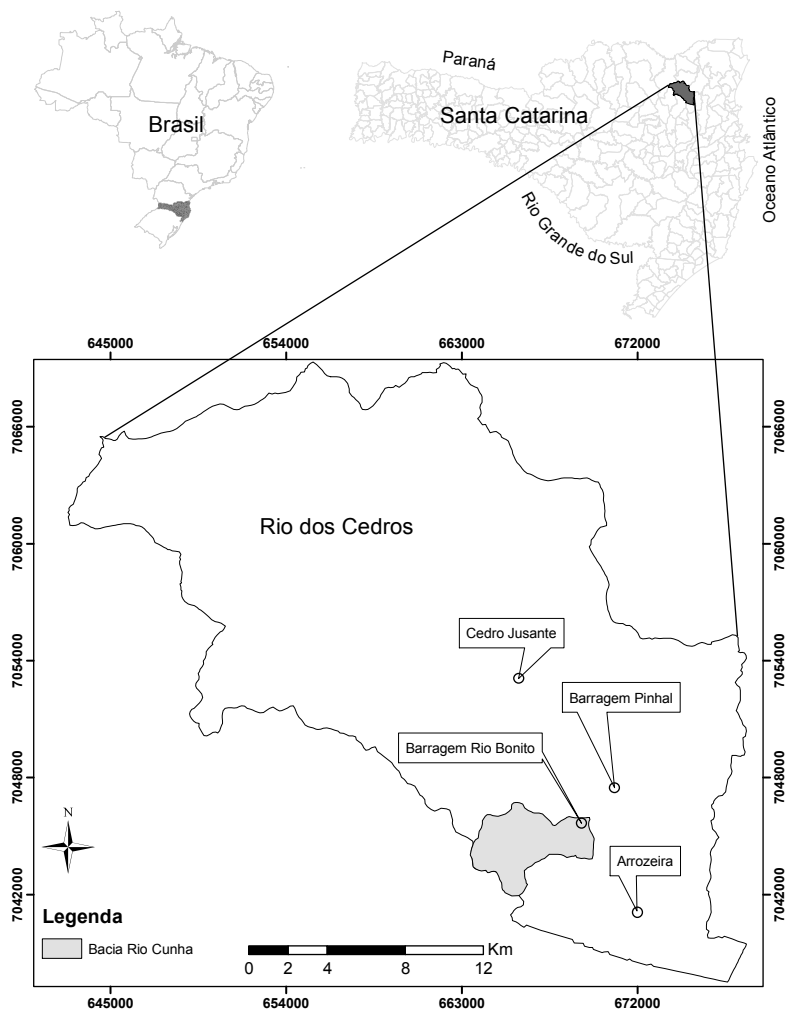


Figura 3 – Localização geográfica da bacia do Rio Cunha com as estações meteorológicas utilizadas neste trabalho evidenciadas.

Esta bacia foi escolhida pela ocorrência de dois eventos de fluxos de detritos ocorridos em novembro de 2008, nomeados de Fluxo A e B neste trabalho. Estes fluxos não geraram grandes prejuízos à população, mas se propagaram por mais de 1 km em cada local de ocorrência. Todas as figuras apresentadas neste trabalho estão na projeção geográfica SAD69 22 S. Esta bacia apresenta uma área de 16,3 km², da qual 95% está inserida nos limites do município de Rio dos Cedros. Segundo dados da Prefeitura o município encontra-se na região norte do estado de Santa Catarina, região sul brasileira, com 9685 habitantes. Possui área de 556 km², com 538 km² de área rural e 18km² de área urbana. Está localizado a 26°44'13" de latitude Sul e 49°46'27" de longitude Oeste.

4.1.1 Topografia

Na Figura 4 está apresentado o mapa altimétrico da bacia do Rio Cunha. Nesta bacia a altitude varia de 120 a 860 m, contando com regiões planas e encostas íngremes.

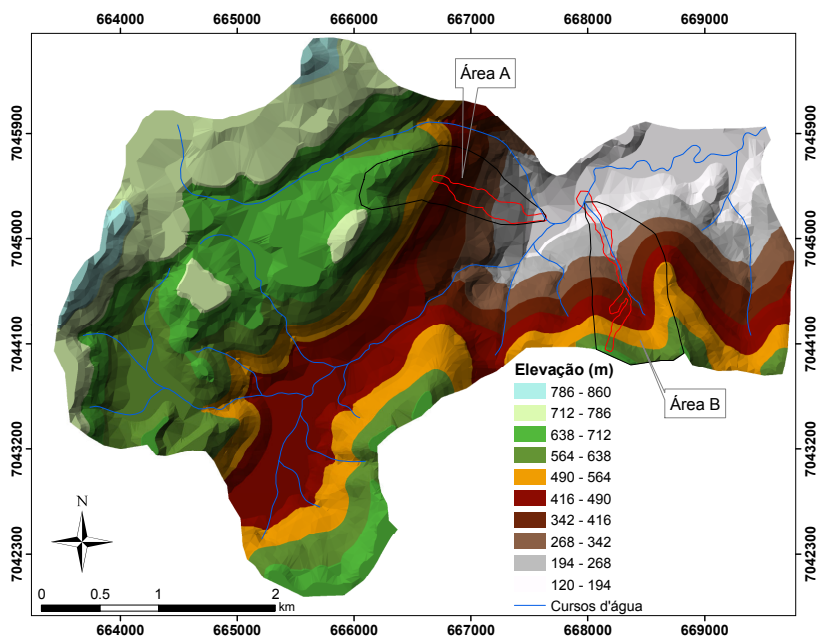


Figura 4 – Mapa altimétrico com cicatrizes dos fluxos de detritos evidenciadas.

Na Figura 4 são apresentadas também as áreas delimitadas para uso nos cálculos de volume total e vazão através das equações empíricas encontradas no item 3.2. As Áreas A e B foram definidas tomando como hipótese a parcela do terreno que contribui diretamente na recarga e fornecimento de água para os fluxos A e B, respectivamente.

4.1.2 Geologia

Com relação à geologia local, segundo mapa de classificação apresentado pelo Programa de Gerenciamento Costeiro do estado de Santa Catarina gerado pelo IBGE em escala 1:100.000, grande parte da área da bacia é representada pelo Complexo Luiz Alves. Este tipo de formação é formado por Gnaisses granulíticos ortoderivados. Em parte da porção oeste e norte da bacia são apresentadas formações como arenitos, diamictitos, argilitos, ritmitos e conglomerados formados em ambientes marinho e continental representando a Formação Mafra. Por fim a região do exutório da bacia representa uma região de sedimentos quaternários, sendo sedimentos aluvionares cascalheiras, areias e sedimentos siltico-argilosos (Figura 5).

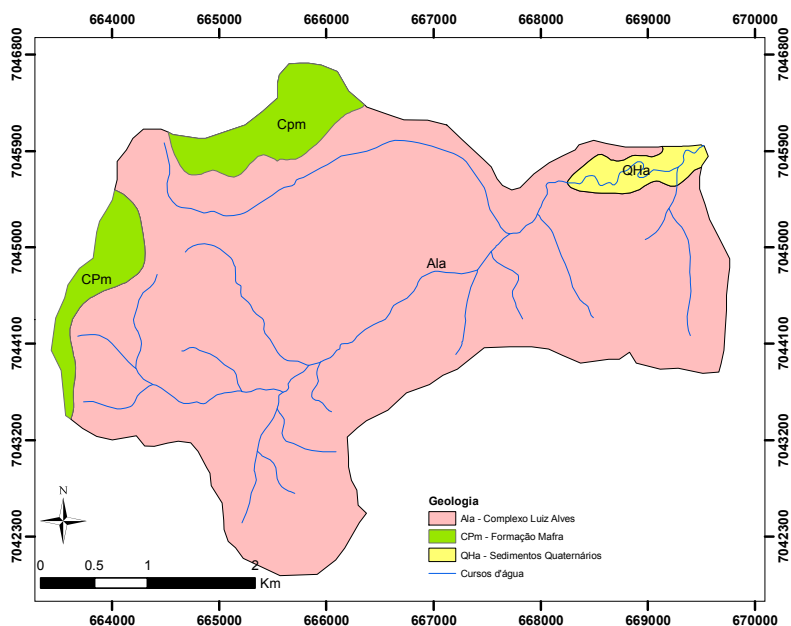


Figura 5 – Mapa Geológico da bacia do Rio Cunha.

4.1.3 Geomorfologia

Segundo o mapa geomorfológico apresentado pelo IBGE em escala 1:100.000 a bacia do Rio Cunha apresenta como domínios morfoestruturais e unidades geomorfológicas representadas por depósitos sedimentares quaternários, bacia sedimentar do Paraná e embasamento em estilos complexos (Figura 6).

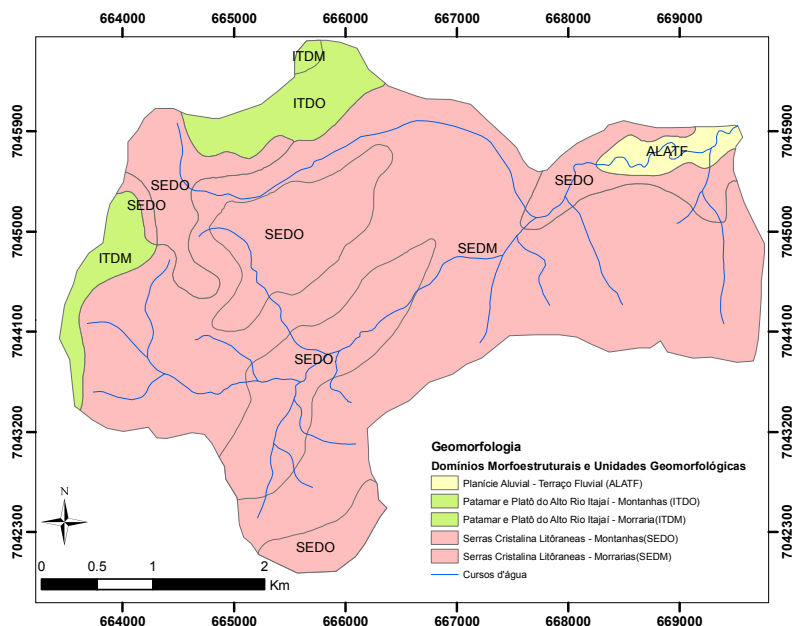


Figura 6 – Mapa Geomorfológico da bacia do Rio Cunha.

Os depósitos sedimentares são representados por terraços fluviais que caracterizam regiões planas ou com pequenas declividades apresentando rupturas de inclinação em relação ao leito do rio. Com relação ao domínio sedimentar do Paraná está representado por patamares e platôs do alto rio Itajaí, divididos em áreas de montanhas e morrarias. Assim como no domínio sedimentar do Paraná, o embasamento em estilo complexo apresenta regiões de montanhas e morrarias representadas pelas serras cristalinas litorâneas. Para as morrarias o modelado apresenta vales encaixados, fechados e com elevações convexo-côncavas e declividade das vertentes variando entre 11 a 24°. O que difere a região de montanha da região de morraria são as elevadas amplitudes altimétricas. Para as montanhas estes valores

superam os 200 metros e, além disso, a declividade da vertente encontra-se na faixa de 24 a 37°.

4.2 LEVANTAMENTOS TOPOGRÁFICOS

Foram realizados diversos levantamentos em campo para caracterização dos fluxos de detritos ocorridos na bacia do Rio Cunha. No levantamento dos pontos foram utilizados uma estação total Leica TPS 400 e um GPS diferencial (DGPS) Trimble R3 (L1) e 5700 (L1 e L2).

Com o DGPS foram realizados levantamentos nos pontos abertos dos fluxos, ou seja, locais em que a vegetação não afetava na qualidade do sinal. Nas bordas dos canais e em locais onde o sinal do DGPS não possuía qualidade adequada foram levantados pontos com o uso da estação total.

A utilização de GPS como ferramenta de auxílio para levantamentos de fluxo de detritos já foi utilizada inúmeras vezes (i.e. Gili *et al.*, 2000; Van Westen *et al.*, 2006; Tagliavini *et al.*, 2007; Cesca e D'Agostino, 2008; D'Agostino *et al.*, 2010) assim como o uso de estação total (Gili *et al.*, 2000; Segato *et al.*, 2006; Daniels e Rhoads, 2007; Johnson *et al.*, 2008; Van Westen *et al.*, 2006; Tecca e Genevois, 2009). Além destes, equipamentos de varredura a laser (LiDAR) também são amplamente empregados em levantamento topográficos (i.e., Van Westen *et al.*, 2006; Scheidl *et al.*, 2008; Cesca e D'Agostino, 2008; Sodnik *et al.*, 2009; D'Agostino *et al.*, 2010)

Com estes pontos levantados foi estimado o valor do volume deslocado, o volume erodido, a mancha por onde o fluxo passou, locais de sua deposição e o seu alcance. Além disso, foram delimitadas as áreas onde os fluxos ocorreram e fez-se o reconhecimento de algumas peculiaridades. Em ambos os fluxos ocorreram formações de ilhas, ou seja locais não afetados por onde os detritos passaram lateralmente. Além das ilhas, existia uma lagoa com volume aproximado de 1.800 m³ e profundidade média de 3 m no Fluxo A. Estes dados complementares foram utilizados durante as simulações a fim de melhor reproduzir o ocorrido, conforme descrito no item 4.6.

Na Figura 7 são apresentados os pontos levantados em campo, situados dentro da bacia do Rio Cunha, com a sinalização da lagoa, o ponto de coleta para análise do solo e algumas fotos de caracterização do Fluxo B.

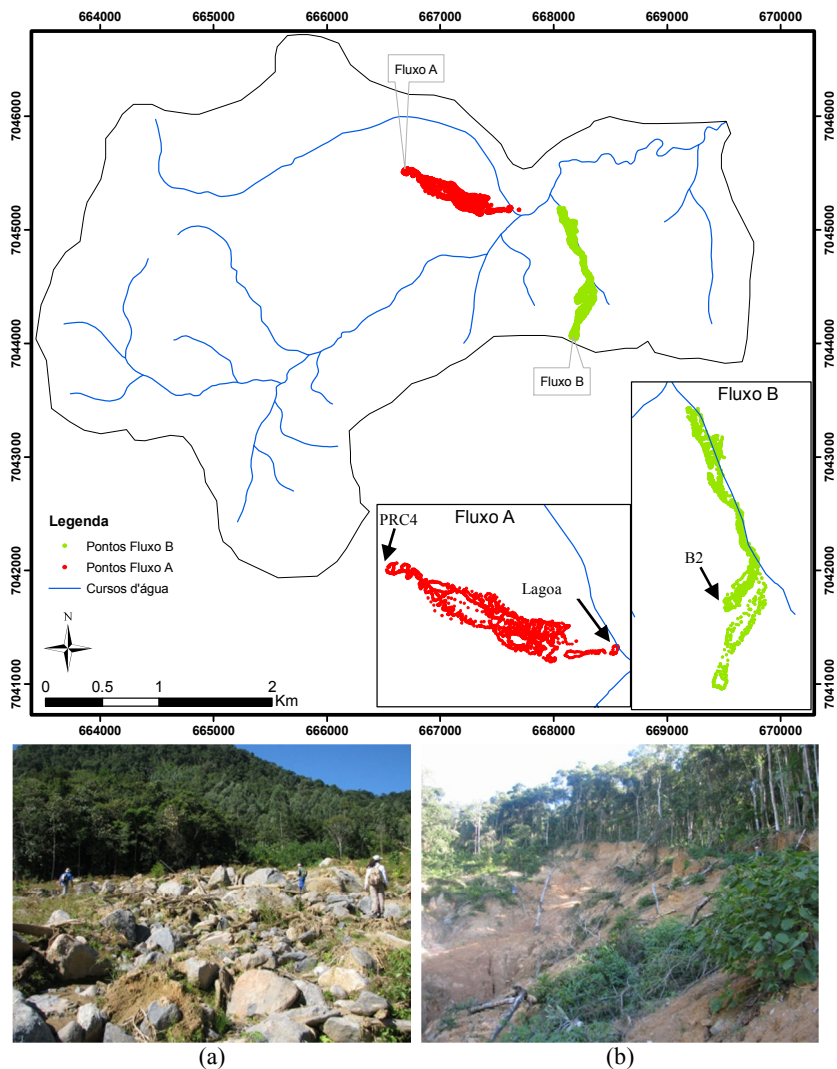


Figura 7 – Mapa da bacia do Rio Cunha com pontos levantados em campo e a lagoa evidenciados. (a) Área de deposição do Fluxo B. (b) Local da segunda ruptura do Fluxo B (B2).

4.3 ANÁLISES DE SOLOS

Os dados para análise de solo foram fornecidos pela Eng.^a Civil Gisele Marilha Pereira Reginatto (mestranda do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da UFSC). Amostras de solo do ponto PRC4 do Fluxo A, localizado próximo ao local de maior ruptura (Figura 7), foram coletadas para análise e determinação da curva granulométrica e peso específico.

A análise granulométrica (Figura 8) foi realizada pelo método convencional de peneiramento e sedimentação. O peso específico foi determinado através de análise com picnômetro, obtendo-se como densidade real dos grãos $2,72 \text{ g/cm}^3$

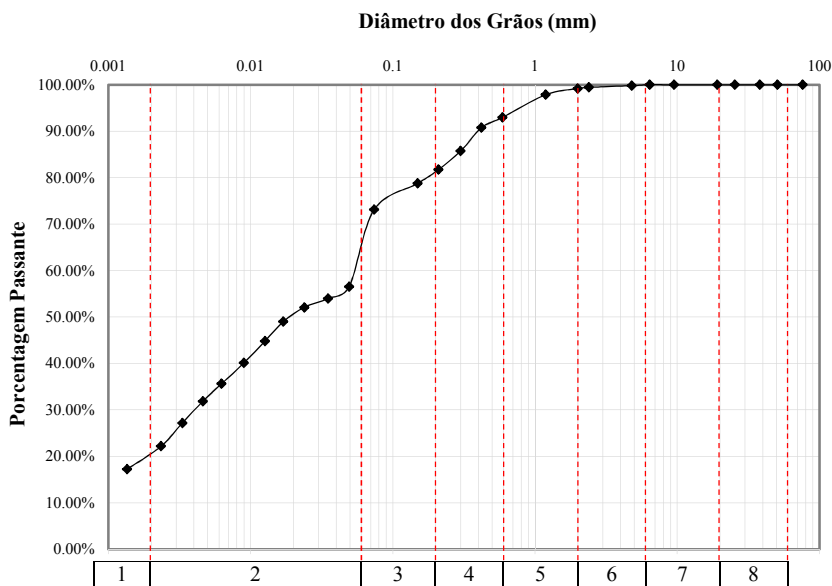


Figura 8 – Curva Granulométrica obtida de amostra de solo do fluxo A.

Obs.: segundo ABNT/NBR 6502/95: 1 – Argila (20,44%); 2 – Silte (43,25%); 3 – Areia Fina (18,03%); 4 – Areia Média (11,24%); 5 – Areia Grossa (6,21%); 6 – Pedregulho Fino (0,83%); 7 – Pedregulho Médio (0%); 8 – Pedregulho Grosso (0%).

4.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA DAS CHUVAS OCORRIDAS

Para realizar a análise das chuvas ocorridas em 2008 no município de Rio dos Cedros foram utilizadas 4 estações pluviométricas cujas informações estão apresentadas na Tabela 8.

Tabela 8 – Estações utilizadas para análise das chuvas.

Nome	Arrozeira	Barragem Pinhal	Barragem Rio Bonito	Cedro Jusante
Latitude	S26:44:27	S26:41:00	S26:42:00	S26:38:00
Longitude	W49:16:14	W49:17:00	W49:18:00	W49:20:00
Altitude (m)	80	800	800	790
Operadora	Ciram	Ciram/ CELESC	Ciram/ CELESC	Ciram/ CELESC
Código	02649008	2104	2105	2107

A estação de Arrozeira possui seus dados disponíveis no site da HIDROWEB, com 53 anos de dados de precipitação diária. O monitoramento utilizado está entre 1945 a 2000, mas sem dados monitorados em 1951, 1953 e 1981 por apresentarem falhas.

Através das outras 3 estações foram obtidos os dados monitorados no ano de 2008. Estes dados são medidos de forma automática com intervalo de medição de uma hora. Primeiramente foi verificada que a estação de Cedro Jusante (CJ) era a que apresentava uma série com menos dados não medidos. Nos intervalos não medidos em CJ foi realizado processo de correção através da média dos valores medidos nas outras duas estações. Por fim, os dados horários de CJ foram acumulados para diário para posterior análise estatística com o método de Gumbel conforme a equação

$$X = \bar{x} + (y_1 - Y_n) \frac{S}{S_n} \quad (33)$$

sendo,

$$y_1 = -\ln \left\{ -\ln \left[1 - \left(\frac{1}{T} \right) \right] \right\} \quad (34)$$

onde, X é o valor estimado de precipitação em mm; \bar{x} é a média dos valores observados de X ; S é o desvio-padrão dos valores observados de X ; y_1 é a variável reduzida; Y_n e S_n são a média e o desvio-padrão de y_1 ; e T é o período de retorno.

4.5 ESTIMATIVA DE VOLUME TOTAL DOS FLUXOS E APLICABILIDADE DAS EQUAÇÕES EMPÍRICAS

Além de utilizar o volume de sedimento produzido apresentado por Kobiyama *et al.* (2010) foi estimado também um volume erodido. Para determinar o volume erodido foi adotada a hipótese que este seria

igual ao volume de deposição estimado no fluxo B, após um longo período dos levantamentos. Esta hipótese ficou baseada como válida, pois conforme conversa com os moradores locais e a descrição das alturas de deposição de ambos os fluxos, foi possível ter uma estimativa de magnitude de volume total transportado para ambos os casos. Este passo de acréscimo de volume está baseado na revisão apresentada no item 3.2.2. Como já demonstrado pelos autores, durante a passagem de um fluxo de detritos em um canal ocorre um ganho significativo de volume de sedimentos por erosão e que deve ser considerado. Desta forma este valor foi somado e utilizado no volume total nas simulações a fim de tentar melhor representar os fluxos ocorridos.

Além disso, com os valores de volume total de sedimentos foi obtida a taxa de erosão média do percurso, a qual foi comparada com a equação (19) bem como os valores de taxa de erosão média apresentados na Tabela 4. Por fim, o valor total estimado foi comparado com os valores obtidos pelas equações (4, 5, 7, 8 e 9) para verificar a aplicabilidade destas equações nos fluxos analisados como geração de dados de entrada.

4.6 HIDROGRAMAS DE ENTRADA

Após estimar o volume total deslocado, é necessário transformá-lo em hidrogramas para serem utilizados no modelo. Como método para estimar este dado, adotou-se o hidrograma com formato triangular baseado na metodologia apresentada por Whipple (1992). Nestes hidrogramas o tempo de ascensão é menor que o tempo de recessão o que representa bem a disponibilidade de material de um fluxo de detritos. Além disso, o tempo total de duração do hidrograma é curto, também com o intuito de reproduzir o fenômeno. Na é apresentado o formato com os dados

O formato triangular já vem sendo aplicado para simulação de fluxo de detritos como verificado em D'Agostino e Tecca (2006), Gentile *et al.* (2008), Segato *et al.* (2006), dentre outros. Como não foi possível realizar análises durante o acontecimento dos fluxos de detritos para determinar a vazão de pico, foram aplicadas as equações empíricas (10) a (17) apresentadas na Tabela 3 com a concentração volumétrica variando de 0,2 a 0,65 baseando-se nos valores apresentados na Tabela 7. Com a vazão de pico estimada, a variação da concentração volumétrica estabelecida e o formato do hidrograma adotado, foram criados os hidrogramas de entrada para as simulações. Vale ressaltar que estes hidrogramas sofreram alterações com relação a valores já que

foram utilizados para transportar o valor de volume total deslocado para cada fluxo e deveriam se enquadrar aos limites computacionais impostos pelo modelo. As etapas de correção e ajuste dos hidrogramas estão descritas no item 5.4.

4.7 SIMULAÇÕES COM O FLO-2D

Para realizar as simulações com o FLO-2D foi necessário entrar com os dados de topografia, os dados reológicos e o hidrograma para reproduzir os eventos de fluxos de detritos. Para facilitar a compreensão do funcionamento e para utilização do modelo, as etapas de entrada de dados serão apresentadas na Figura 9.

4.7.1 Dados de Topografia

Sendo assim, o primeiro passo é entrar com os dados de topografia. Para isso partiu-se da carta topográfica de Rio dos Cedros do IBGE em escala de 1:50.000. Para simulação foi escolhida a carta do IBGE, pois representa a situação da topografia anterior aos acontecimentos dos fluxos. Esta hipótese é adotada para verificar se o modelo será validado e assim poder ser utilizado como estudo de previsão e não apenas reprodução. A partir dessa carta foi gerado o modelo digital de terreno (MDT) em formato raster com resolução espacial de 10 metros. Para ser utilizado no FLO-2D este MDT foi convertido para arquivo .ASCII.

O MDT é inserido no modelo com o uso da ferramenta GDS que já acompanha o pacote do modelo FLO-2D. É nesta ferramenta que todos os demais dados de entrada serão introduzidos para realizar a simulação.

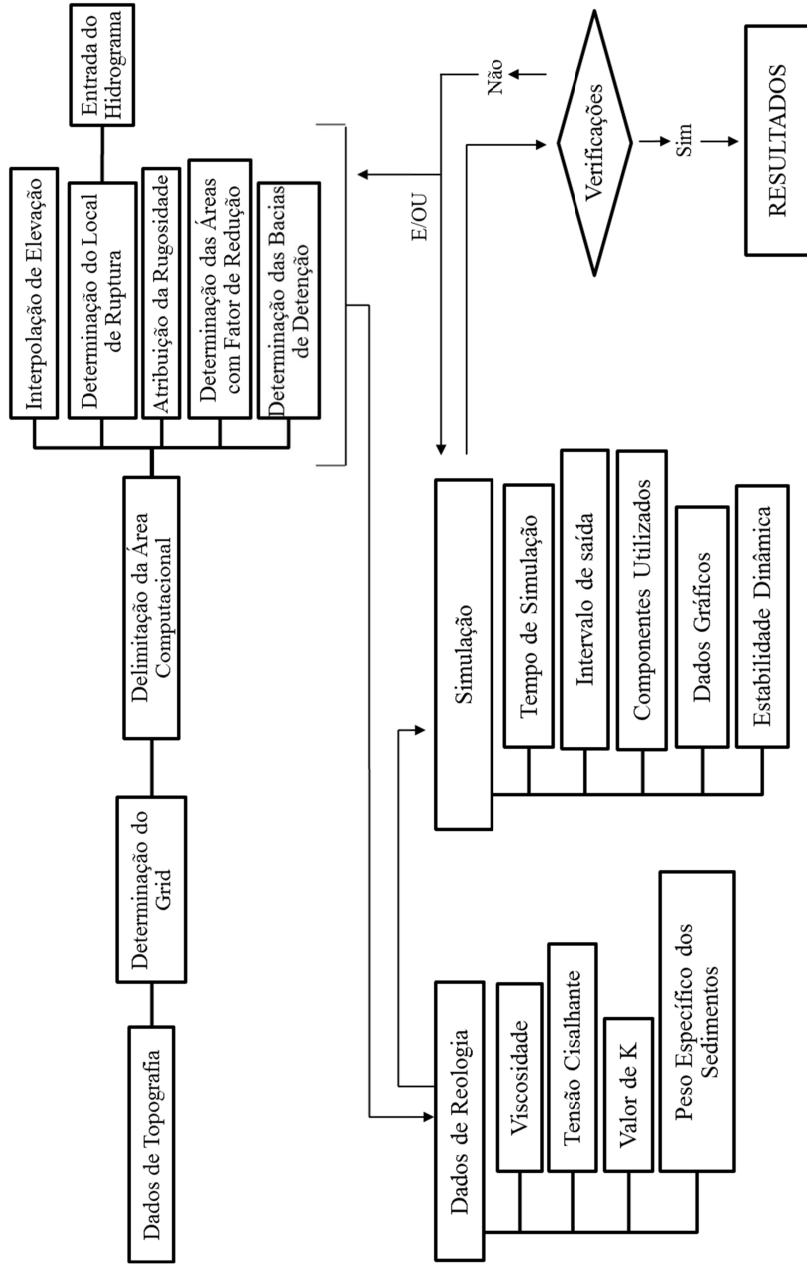


Figura 9 – Fluxograma com passos realizados para simulação com modelo FLO-2D.

4.7.2 Determinação do *grid*

Depois de entrar com os dados de topografia gera-se a malha ou *grid*. Para sua criação é necessário entrar com o valor que será utilizado como aresta, já que a malha é uniforme e quadrada. Para verificar a influencia da resolução desta malha foram utilizados valores iguais a 10 e 20 metros de aresta. Apesar de o modelo permitir delimitar pelas coordenadas o limite para criação desta malha, criou-se o *grid* para toda a área do MDT.

4.7.3 Delimitação da Área Computacional

Criado o *grid*, deve-se então delimitar qual será a área computacional. A partir desta área o modelo irá realizar os cálculos da propagação, bem como para a interpolação da elevação nas células do malha. Nestas etapas iniciais, o modelo ainda permite a geração de dados a partir de mapas de uso de solo para se obter valores como o da Curva Número (CN), da rugosidade da superfície e valores aplicados para estimativa de balanço hídrico. Além disso, fora o MDT, podem ser utilizados pontos de GPS e levantamento com LiDAR para serem utilizados para refinar a interpolação de elevação das células.

O próximo passo foi determinar os valores de elevação para cada célula. Para esta determinação foi utilizado o processo de interpolação no qual é determinada a elevação na célula a partir do número de pontos de elevação contidos em cada célula da malha sem a utilização de filtros.

Depois foram identificadas as células que correspondiam ao local de início do fluxo, ou seja, situadas sobre a área de ruptura. Nestas células foram atribuídos os hidrogramas de entrada, que consideram a carga líquida, mais a carga de sedimentos pela concentração volumétrica, com os dados necessários para simular o mesmo volume estimado por Kobiyama *et al.* (2010) acrescido do valor estimado de erosão sofrido pelo canal. A Tabela 15 apresenta o valor de volume propagado para cada fluxo de detritos. Para propagar este volume foi variada a concentração volumétrica de sedimento conforme a variação da vazão para que no final o valor simulado de volume corresponde-se ao volume total propagado para cada fluxo. Além de propagar o volume total obtido, os hidrogramas apresentam dois picos, um menor inicial e um maior posterior acrescido em uma hora de simulação. Esta medida foi tomada após diversas conversas com moradores locais que afirmam a ocorrência de um pequeno deslizamento anterior seguido de um

movimento maior. Esta hipótese é válida já que, uma pequena modificação facilitaria a desestabilização e ruptura de uma área maior.

Conforme terminologia apresentada na Figura 2 foi variada também a concentração volumétrica de sedimentos (C_v) com o valor de vazão apresentado nos hidrogramas. Esta hipótese se baseia na ocorrência da frente mais úmida, ou seja, maior presença de água, como um fluxo de lama com grande mobilidade; no corpo rochoso com maior presença de detritos; e a calda novamente mais úmida.

Como etapa seguinte foi indicado para o modelo o valor a ser considerado como rugosidade do fundo (coeficiente de Manning). Este valor foi atribuído uniforme para toda a área computacional por se tratar de um terreno com predominância de mata nativa como pode ser verificado na Figura 10. Além disso, os cursos d'água presentes no Fluxo B apresentavam seção transversal com comprimento menor (~4m) que as arestas utilizadas na simulação. Baseado em valores obtidos por Chow (1959) e FLO Engineering Inc (2009) foi adotado um valor igual a 0,35 para ambos os fluxos de detritos, o que representa ao valor médio de rugosidade obtido em locais com vegetação densa.

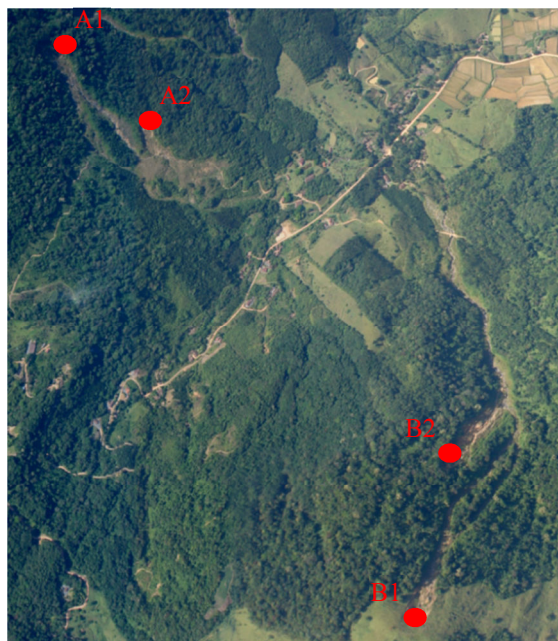


Figura 10 – Imagem aérea com pontos de ruptura evidenciados.

Além disso, uma análise sensibilidade foi realizada para verificar a influência da rugosidade de fundo com os resultados esperados, e a única diferença notada foi com relação à velocidade máxima dos fluxos. Mesmo assim, essa diferença era pouco significativa, na casa de 2m/s para mais ou para menos na velocidade. Isso não provocava alterações com relação à área afetada e o alcance. Como não foi possível realizar uma análise criteriosa do fluxo, nem possível estimar velocidades de propagação e como se buscava a reprodução do alcance, foi adotado o coeficiente de Manning baseando-se apenas as características do local.

Baseado com valores propostos por FLO Engineering Inc (2009) com relação ao parâmetro de resistência em fluxo laminar foi adotado o valor igual a 10.000 Este valor foi obtido após teste de calibração, tomando como hipótese a ocorrência de bons resultados. Para calibração foram testados os valores de 2.285 e 5.000 que representavam sempre uma maior área afetada, normalmente extrapolando os limites verificados em campo. Ao utilizar o valor de K igual a 10.000 o modelo apresentou resultados representativos. Este valor está acima dos valores apresentados na Tabela 7. Apesar de FLO Engineering Inc (2009) recomendar o valor de 2.285, este valor foi aplicado para um evento de fluxo de lama que ocorreu em uma região urbana. Como as características do canal e da região onde ocorreram dos fluxos A e B foram em locais de mata nativa, com elevada rugosidade, atribuiu-se também um elevado valor para o parâmetro de resistência em fluxo laminar.

Seguindo, em algumas simulações foram definidas as ilhas formadas com os fluxos. Para definir estes locais no modelo, foi utilizada a ferramenta de Fator de Redução de área. Como nestas ilhas o fluxo foi obrigado a passar lateralmente, as áreas foram completamente bloqueadas obrigando ao fluxo se dividir, assim como verificado em campo. Essa hipótese foi adotada na tentativa de reproduzir os pontos de deposição próximos às ilhas. Estes pontos de bloqueio são facilmente identificados nas simulações, pois são representados por regiões em branco nos mapas de deposição.

Além das ilhas, também foi considerada a presença da lagoa que se encontrava no caminho percorrido pelo fluxo A. Essa lagoa foi utilizada no modelo como bacia de detenção com o objetivo de verificar sua influência no alcance e deposição do fluxo de detritos.

4.7.4 Dados de Reologia

Terminada a entrada dos dados de topografia e escoamento pode-se então atribuir os parâmetros de reologia que o modelo irá aplicar. Conforme apresentado nas equações (31) e (32), a tensão cisalhante e a viscosidade são obtidas por uma função exponencial. Além disso, no modelo são definidos os coeficientes α e β . Estes coeficientes são obtidos através de regressão após análise reológica de amostras de solo com a variação da concentração volumétrica dos sedimentos.

Não foi possível a realização de análises de viscosidade e tensão cisalhante de amostras dos locais de ocorrência apresentados neste trabalho pela indisponibilidade de equipamentos específicos, como reômetros e viscosímetros. Sendo assim, os valores utilizados foram os obtidos por O'Brien (1986) conforme a Tabela 9. Nesta tabela foi anexado também valores de reologia encontrados na bibliografia, mas não foram utilizados neste trabalho.

Tabela 9 – Valores das constantes reológicas encontrados na bibliografia.

Local	$\tau_y = \alpha e^{\beta C_v}$ (dynes/cm ²)		$\eta = \alpha e^{\beta C_v}$ (poises)	
	α	β	α	β
	Dados de Campo			
Aspen Pit 1 *	0,181	25,7	0,0360	22,1
Aspen Pit 2 *	2,72	10,4	0,0538	14,5
Aspen Natural Soil *	0,152	18,7	0,00136	28,4
Aspen MineFill *	0,0473	21,1	0,128	12,0
Aspen Watershed *	0,0383	19,6	0,000495	27,1
Aspen Mine Source Area *	0,291	14,3	0,000201	33,1
Glenwood 1 *	0,0345	20,1	0,00283	23,0
Glenwood 2 *	0,0765	16,9	0,0648	6,2
Glenwood 3 *	0,000707	29,8	0,00632	19,9
Glenwood 4 *	0,00172	29,5	0,000602	33,1
Fiames -Tecca <i>et al.</i> (2006)	0,152	18,7	0,0075	14,39
Wartschenbach - Hübl e Steinwendtner, (2001)	0,7535	7,7471	0,0243	0,2883
Moschergraben -Hübl e Steinwendtner, (2001)	0,1826	12,367	0,0001	19,514

(*) Fonte: O'Brien (1986)

Com os valores das constantes reológicas propostas por O'Brien (1986) foram simulações para calibração do modelo e escolha da melhor opção reológica para a bacia do Rio Cunha.

4.7.5 Dados Finais para Simulação

Finalizado o passo anterior, foram atribuídos os dados finais necessários para a simulação. Nesta etapa foi determinado: (i) o tempo computacional de simulação; (ii) o intervalo de saída, ou seja, o intervalo no qual o modelo irá salvar os dados nos arquivos de saída; (iii) os componentes a serem utilizados para simulação, tanto processos físicos envolvidos como componentes locais e hidráulicos; (iv) caso o operador solicite a saída de dados gráficos durante a simulação, os parâmetros como intervalo de atualização e os tipos de dados, deverão ser selecionados; e (v) os dados de estabilidade dinâmica do modelo, para determinação do intervalo computacional. Nestes dados de estabilidade dinâmica estão: (i) o coeficiente de Courant (C); (ii) o coeficiente de estabilidade dinâmica (ζ); (iii) a tolerância de alteração de altura, que representa o percentual máximo de alteração da altura de deposição numa célula da malha em um intervalo computacional; e (iv) a altura mínima de sedimento, que representa a altura mínima de material para que o modelo continue realizando a propagação do fluxo.

Finalizados os procedimentos para entrada dos dados pode-se então iniciar a simulação. Caso ocorra algum problema, mensagens de alerta serão exibidas no início, durante e ao término da simulação. Estas mensagens serão úteis para verificar a estabilidade dinâmica do modelo e com isso a consistência dos dados gerados. Como pode ser notado no fluxograma (Figura 9) estes problemas podem surgir desde os parâmetros iniciais de entrada, até nos dados finais para a simulação.

Na Tabela 10 são apresentados os valores atribuídos aos parâmetros do modelo para a simulação de ambos os fluxos de detritos. Os quatro últimos parâmetros apresentados são responsáveis por manter a estabilidade numérica durante a simulação. Estes valores foram adotados por realizarem as simulações sem apresentar problemas e com baixo dispêndio de tempo computacional.

Por fim, com os dados gerados pode-se utilizar a ferramenta MAPPER para um pós-processamento dos dados. Dentre as opções, essa ferramenta permite gerar os mapas: de deposição; velocidade; tempo de chegada; dentre outros.

Tabela 10 – Parâmetros utilizados nas simulações com o FLO-2D.

Parâmetro	Unidades	Fluxo A	Fluxo B
Tempo de Simulação	h	4,5	5
Intervalo Computacional	min	1,2	1,2
Manning	ad	0,35	0,35
Densidade dos grãos	g/cm ³	2,72	2,72
Coeficiente de resistência em fluxo laminar	ad	10.000	10.000
Coeficiente de Courant	ad	0,6	0,6
Altura mínima de sedimento	m	0,1	0,1
Coeficiente de estabilidade dinâmica	ad	1	1
Tolerância de alteração de altura	%	20	20

4.8 CALIBRAÇÃO DO MODELO

Para calibração do modelo foram testados os diversos valores das constantes reológicas apresentadas por O'Brien (1986) encontradas na Tabela 9. Foram adotados estes valores por não ser possível realizar análise reológica do local de estudo. Para que fosse possível a análise reológica das amostras de solo do local seria necessária a utilização de equipamentos específicos como viscosímetros e reômetros, que são equipamentos caros e não disponíveis no Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental. Além disso, equipamentos como reômetros convencionais, apresentam restrições de utilização com relação à variabilidade granulométrica das amostras. Esta restrição pode ser muito representativa como apresentado por Boniello *et al.*(2010) que ao empregar um reômetro para análise puderam utilizar apenas 20,4% da amostra, pois o restante apresentava granulometria acima da permitida pelo equipamento.

Foram comparados o alcance da massa, a área inundada, o perímetro, o fator de forma (K_f) e o índice de compacidade (K_c) desta área inundada.

Para determinar o fator de forma da área inundada utiliza-se a seguinte equação:

$$K_f = \frac{A_a}{L^2} \quad (35)$$

onde A_a é a área inundada (m^2).

Já para determinar o índice de compacidade (K_c) da área inundada utiliza-se a seguinte equação:

$$K_c = \frac{0,28P}{\sqrt{A_a}} \quad (36)$$

onde P é o perímetro da área molhada (m).

Foi realizada a diferença percentual entre os valores obtidos nas simulações com os dados medidos em campo no Fluxo A. Para a escolha da melhor calibração adotou-se a simulação que apresentou o menor erro percentual com relação ao alcance da massa, já que os outros critérios somente foram adotados para fins de comparação. O fator de forma e o índice de compacidade foram utilizados, já que um deslizamento pode apresentar diversas formas com relação a sua área inundada. Como as formas variam estes coeficientes irão dar um melhor embasamento para decisão, pois podemos ter características diferentes de inundação, mas como mesmo valor de área. As simulações cuja área inundada chegou aos limites computacionais impostos, principalmente abaixo do ponto de deposição, foram automaticamente descartadas para a etapa de validação. Essa decisão foi tomada já que o limite computacional foi bastante extrapolado com relação à área medida em campo. Quando o fluxo intercepta-se a área computacional, isso significa que ele já extrapolou por demasia o observado em campo (na Figura 11 é a área em vermelho bem ao centro), sendo assim, não serve para reprodução dos fenômenos observados na bacia do Rio Cunha. Na Figura 11 é apresentado um exemplo de uma simulação que intercepta a área computacional (limite em vermelho nas bordas) bem como a área inundada obtida em campo. Vale ressaltar que cada aresta da malha possui 10m neste exemplo apresentado.

Determinado qual conjunto de constantes reológicas melhor reproduziu o alcance e características de área inundada no Fluxo A, foi verificada a validação destes dados através da simulação e comparação com os valores do Fluxo B. Para as simulações de calibração foram considerados o *grid* com 10 m de aresta, com a presença das ilhas encontradas em campo e da lagoa que havia no trajeto do Fluxo A.

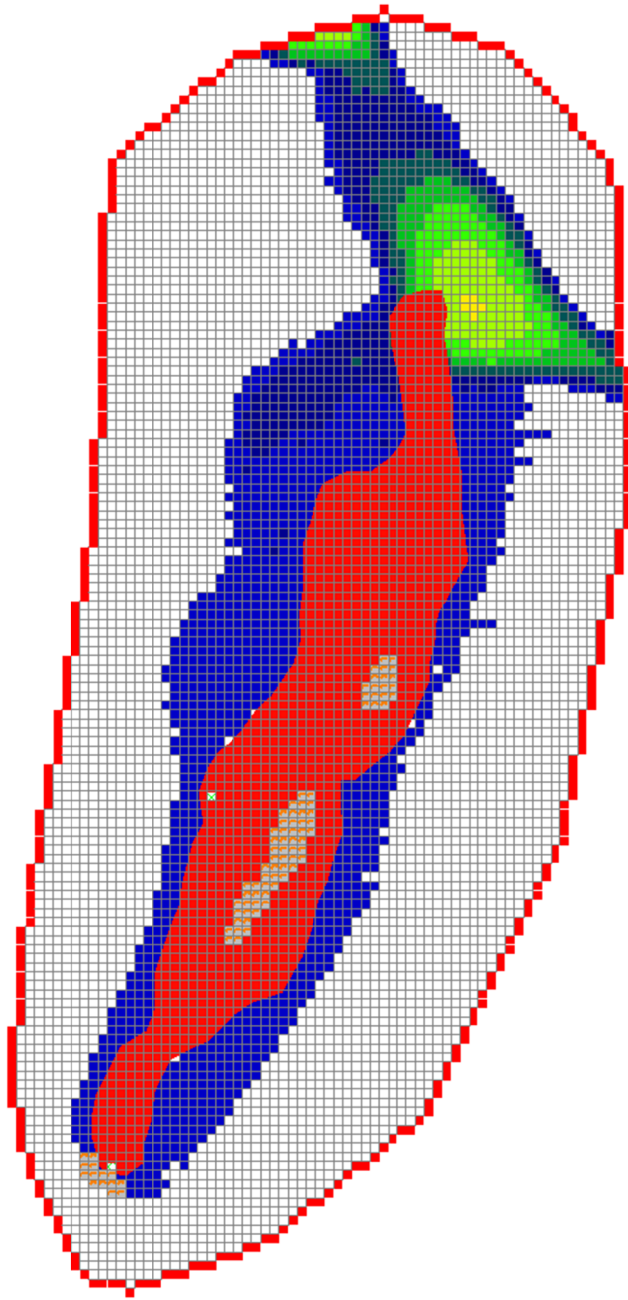


Figura 11 - Exemplo de simulação que intercepta a área computacional. A área em vermelho central é a área inundada levantada em campo.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 ANÁLISE DAS CHUVAS

Em novembro, quando ocorreram os fluxos de detritos, o total precipitado foi de aproximadamente 748 mm distribuídos ao longo de todo o mês (Figura 12). Nos dias que antecederam os movimentos, o total precipitado foi igual à aproximadamente 101 mm no dia 22 e 85 mm no dia 23 de novembro. No dia 24, dia do acontecimento dos fluxos, choveu cerca de 50 mm.

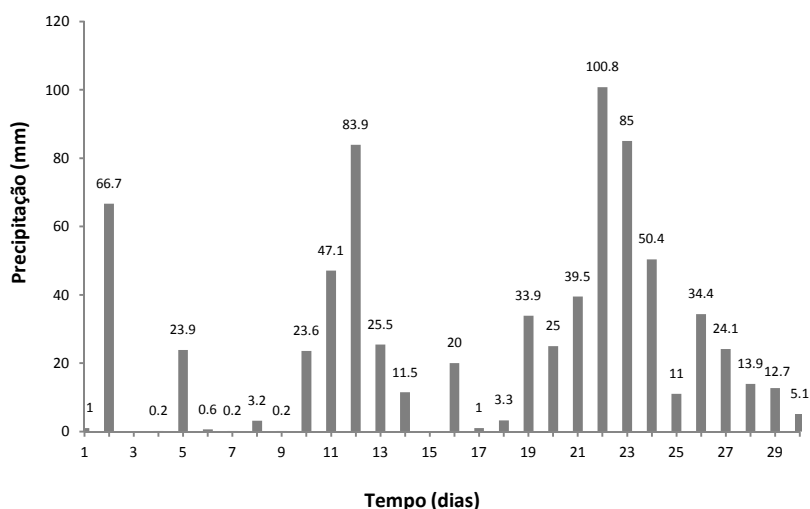
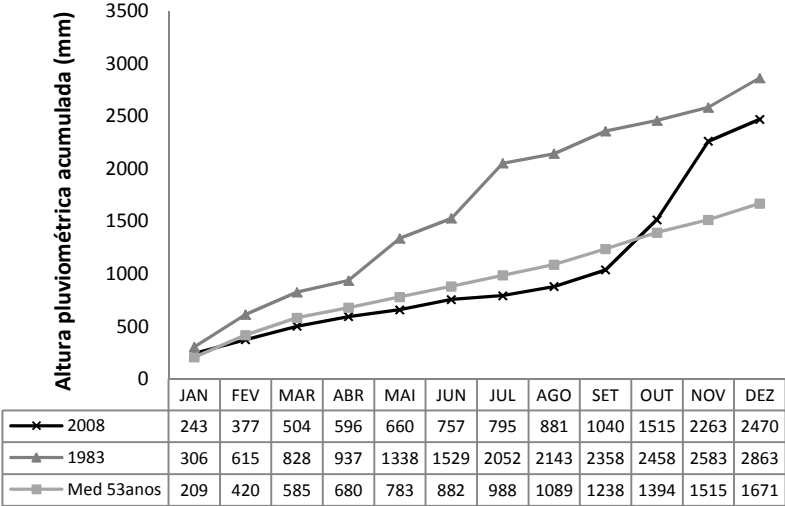


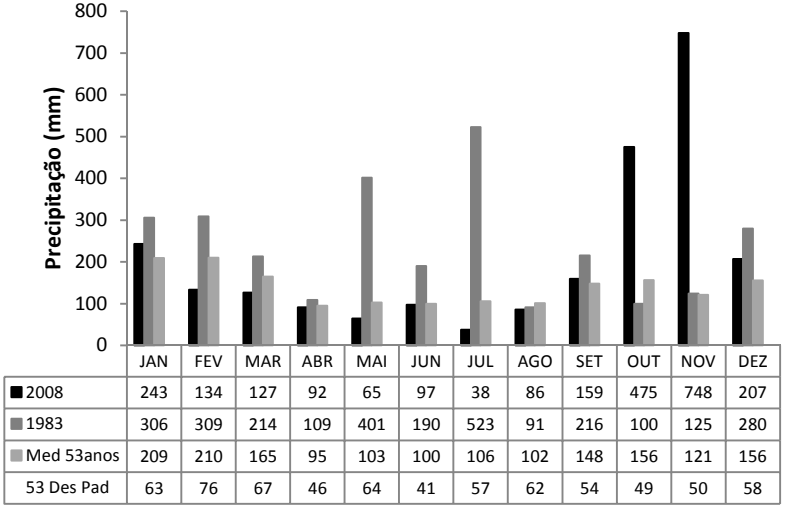
Figura 12 – Hietograma do mês de novembro de 2008 obtido em Rio dos Cedros.

Realizando a análise dos dados de precipitação acumulada para o ano de 2008 com a precipitação média acumulada na série de 53 anos, nota-se que o total precipitado desde o início do ano manteve-se acima da média esperada, como pode ser verificado na Figura 13 (a). Com a finalidade de comparação, foram inseridos também os dados de precipitação acumulada anual de 1983 bem como um gráfico com a precipitação mensal para 2008, 1983 e média dos dados de 53 anos, juntamente com o desvio padrão para cada mês nestes 53 anos. Pode-se notar que a precipitação acumulada anual apresenta valor semelhante, mas com as maiores precipitações no ano de 1983 ocorrendo nos meses de Maio e Julho. Com o gráfico de precipitação mensal fica evidente

que o ocorrido em 2008 foi um fenômeno extremo, pois choveu aproximadamente seis vezes mais no mês de novembro que a média registrada nos 53 anos.



(a)



(b)

Figura 13 –(a) Precipitação acumulada média de 53 anos, para 2008 e 1983; (b) Precipitação mensal média de 53 anos, para 2008 e 1983 em Rio dos Cedros.

Ao analisar o desvio padrão para a precipitação mensal dos 53 anos analisados (Figura 13 (b)), fica evidente que tanto para as chuvas de Maio e Junho de 1983, como Outubro e Novembro de 2008, os valores de chuva medidos ficam muito acima do esperado.

Além disso, foi aplicado o método de Gumbel para determinar o período de retorno da precipitação máxima diária e mensal. Os resultados estão apresentados nas Tabelas 11 e 12.

Tabela 11 – Valores obtidos para posterior cálculo da precipitação máxima.

	n	\bar{x}	S	Y_n	S_n
Diário	53	90,12	22,25	0,5497	1,1653
Mensal	53	301,36	82,54	0,5497	1,1653

Tabela 12 – Valores de precipitação máxima estimada pelo método de Gumbel.

T (anos)	y_I	X Diária (mm)	X Mensal (mm)
2	0,366513	87	288
5	1,49994	108	369
10	2,250367	123	422
15	2,673752	131	452
20	2,970195	136	473
25	3,198534	141	489
50	3,901939	154	539
100	4,600149	167	588
500	6,213607	198	703
1000	6,907255	211	752
10000	9,21029	255	915

Com os valores obtidos por Gumbel percebe-se que a precipitação máxima diária ocorrida no dia 22 de novembro apresenta período de retorno variando entre 2 e 5 anos, ou seja, uma precipitação comum para a região. O maior problema encontrado foi a precipitação total acumulada no mês de novembro. Sabendo-se que a precipitação nesse mês foi de aproximadamente 748 mm, o período de retorno então obtido pelo método de Gumbel é algo em torno de mil anos, o que caracteriza a ocorrência de um evento extremo. Mesmo quando comparado a todos os eventos registrados nos 53 anos analisados, não

foi observado total mensal acumulado de mesma magnitude em Rio dos Cedros. O maior valor registrado nesta série foi 523 mm medidos no mês de Julho de 1983. Desta forma pode-se afirmar que para estes casos analisados na região, não foi a ocorrência de uma precipitação com grande intensidade que gerou os fluxos, mas sim um longo período chuvoso.

5.2 ANÁLISE DE DECLIVIDADE

Conforme apresentado nas Tabela 2 e 5, um dos fatores avaliados com relação à ocorrência de fluxos de detritos é a declividade no local da ruptura e início da deposição. A fim de comparação são apresentados nas Figuras 14 e 15, o mapa de declividade segundo classificação proposta por EMBRAPA (1999) e a declividade do terreno em graus, respectivamente.

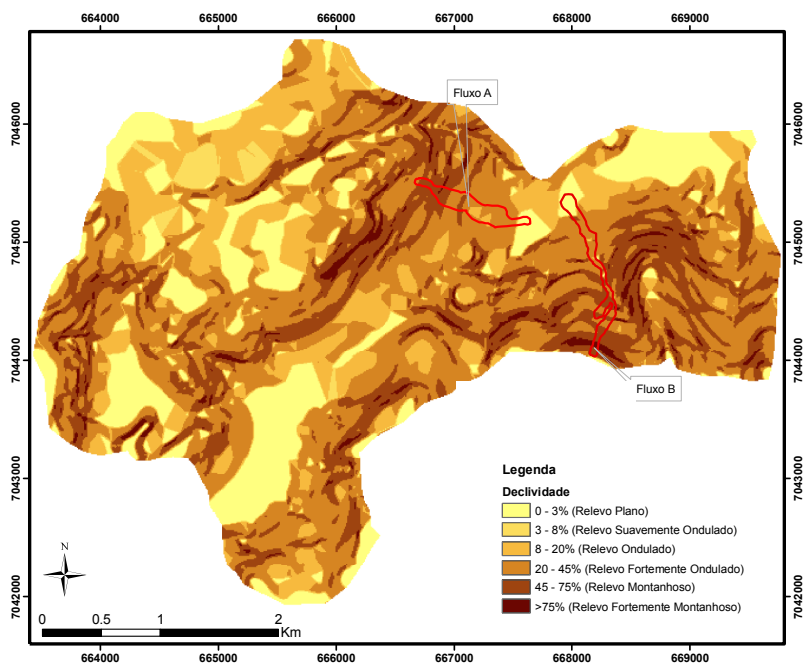


Figura 14 – Mapa de Declividade para a bacia do Rio Cunha conforme classificação EMBRAPA (1978).

É possível verificar que no início do Fluxo A a declividade varia entre 20 e 30°. Já para o Fluxo B este valor é um pouco maior, entre 30 a 40°, o que condiz com as declividades dos pontos de ruptura encontrados pela maioria dos autores apresentados na Tabela 2. Já quando comparada à classificação da EMBRAPA (1999) os locais de ruptura representam Relevos Montanhosos a Fortemente Montanhosos para o Fluxo B e Relevos Ondulados a Fortemente Ondulados para o Fluxo A.

Além desses dados, foram determinadas também a declividade média das áreas correspondentes aos fluxos de detritos e a declividade média no local de deposição (Figura 15) para aplicação das fórmulas empíricas. Para a Área A, foi encontrada a declividade média de 22° (39%) e declividade média de deposição de 13° (23%). Na Área B a declividade média e a declividade média de deposição são de 25° (46%) e 16° (29%), respectivamente. Ao comparar estes dados de declividade média da área de deposição encontra-se uma relação maior com os valores apresentados na Tabela 5 (~15°).

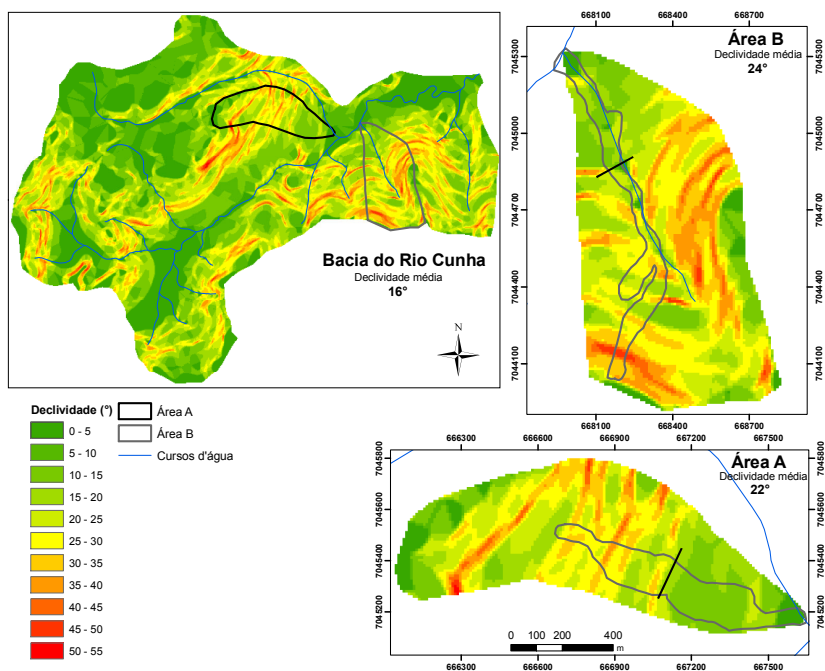


Figura 15 – Análise de Declividade da bacia do Rio Cunha, Áreas A e B. Os segmentos de reta representam o início da deposição em ambas as áreas.

5.3 ESTIMATIVA DE VOLUME TOTAL DOS FLUXOS E APLICABILIDADE DAS EQUAÇÕES EMPÍRICAS

Para determinação do volume total de sedimentos para ambos os fluxos foram considerados os volumes estimados nos locais de ruptura acrescidos dos volumes de erosão dos canais. Com o volume total de sedimentos, foi considerada a hipótese de uma concentração volumétrica de 50%, o que facilitaria a obtenção do volume total transportado. Com isso basta-se duplicar o valor total de sedimentos para se obter o volume total transportado para cada fluxo.

Segundo conversa com os moradores foi apresentado uma altura de deposição logo após os eventos variando de 6 a 11 m em ambos os fluxos. Com estes valores foi possível estimar uma magnitude de volume total transportado na casa de 300.000 m³ para o Fluxo A (Área de deposição com aproximadamente 50.000 m²) e 250.000 para o Fluxo B (Área de deposição apresentada na Figura 16). Com isso partia-se com uma magnitude aproximada de volume total transportado para cada fluxo, o que justifica a simplificação de 50% de concentração volumétrica de sedimentos.

Para determinação do volume erodido, foi estimado um valor de altura erodida durante a passagem do fluxo B baseada em medições de altura de deposição (Figura 16). Com uma altura de deposição média gerada a partir das medições em campo, atribuiu-se este valor para toda a área de deposição. Multiplicando-se a altura pela área de deposição estimou-se o volume de sedimentos transportado. Estimando-se uma altura média de deposição de 2,5 m, obteve-se um volume aproximado de 75.000 m³ de sedimentos depositados. Como estas medições de altura de deposição foram realizadas após aproximadamente 2 anos do ocorrido, parte do sedimento já foi erodido e transportado, sendo assim decidiu-se adotar este valor como o referente ao valor produzido somente por erosão. Desta forma dividindo-se este volume pela área de erosão do Fluxo B obtém-se a altura de erosão com aproximadamente 1,6m, sendo arredondado para 1,5m. Encontrado o valor de altura de erosão para o Fluxo B, foi adotado o mesmo valor para o Fluxo A, pois as áreas apresentarem as mesmas características geológicas e geomorfológicas.

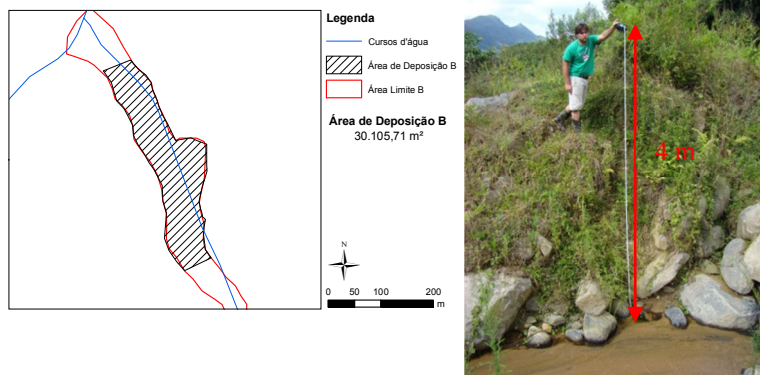


Figura 16 – Estimativa de volume total de sedimentos para o Fluxo B.

Sendo assim, os valores de erosão estimados estão apresentados na Tabela 13. Nesta tabela também estão apresentados os valores de taxa de erosão média no percurso.

Tabela 13 – Volumes estimados de erosão causada pela passagem do fluxo de detritos.

	A_e (m ²)	h_e (m)	M_e (m ³)	M_i (m ³)	M_s (m ³)	L_t (m)	\bar{E} (m ³ /m)
Fluxo A	69.565	1,5	104.347	55.915	160.263	1.061	98,39
Fluxo B	46.736	1,5	70.104	61.336	131.441	1324	52,96

Obs.: A_e é a área de erosão; h_e é a altura erodida; M_e é o volume total erodido; M_i é o volume inicial de ruptura baseado em Kobiyama *et al.* (2010); M_s é o volume total de sedimentos; L_t é o alcance (igual à distância total percorrida); e \bar{E} é a taxa de erosão média no percurso.

Pode-se verificar que o valor de taxa de erosão no percurso está acima dos valores obtidos pela maioria dos autores na Tabela 4, mas dentro do valor máximo obtido por Rickenmann e Zimmermann (1993) e condizente com os valores apresentados por Marchi e Cavalli (2007) e Thouret *et al.* (1995), 650, 120 e 70 – 600 m³/m, respectivamente. Ao aplicar a equação (19) que para a Área A obteve-se como taxa de erosão média de percurso 52,5 m³/m e para a Área B 37,5 m³/m. Desta forma verifica-se uma diferença de 76% e 42%, para o fluxo A e B, respectivamente.

Além da taxa de erosão de percurso, foram aplicadas as equações para estimativa do volume total deslocado nos fluxos de detritos. Para obtenção destes valores foram utilizados os dados apresentados na

Tabela 14. Os resultados são apresentados na Tabela 15. Vale ressaltar que o índice geológico (GI), conforme Marchi e D'Agostino (2004), para bacias com geologia de origem metamórfica, é igual a 0,5.

Tabela 14 – Dados necessários para aplicação de equações empíricas da Tabela 15.

	Área (km ²)	\bar{S} (m/m)	GI	H (m)
Área A	0,63	0,45	0,5	355
Área B	0,82	0,39	0,5	460
Bacia do Rio Cunha	16,3	0,29	0,5	720

Tabela 15 – Valores de volume total estimado (m³) e diferença percentual com relação aos dados obtidos em campo.

	Campo	Eq. (4)	Eq. (5)	Eq. (7)	Eq. (8)	Eq. (9)
Fluxo A	320.525	25.849	478.945	4.618	4.107	9.298
Fluxo B	262.881	36.564	791.930	4.533	4.305	9.905
Diferença Percentual						
Fluxo A		92%	49%	99%	99%	97%
Fluxo B		86%	201%	98%	98%	96%

Nota-se que nenhuma das equações apresenta bons resultados para se estimar os valores de volume total para ambos os fluxos. Nas equações (7), (8) e (9) estes valores estimados já eram esperados, pois os dados utilizados para gerar estas equações levavam em consideração bacias com tamanhos maiores que as Áreas A e B. Na verdade D'Agostino *et al.* (1996) e Marchi e D'Agostino (2004) aplicaram as equações (7), (8) e (9) para a bacia referente ao rio principal onde estes fluxos ocorreram. O problema de se aplicar esta metodologia para este estudo, é que para todo e qualquer fluxo de detritos que ocorresse dentro da bacia do Rio Cunha o montante de material deslocado seria o mesmo. Isto seria um equívoco já demonstrado neste trabalho. Apesar do volume estimado para os dois fluxos da bacia do Rio Cunha apresentar uma diferença de aproximadamente 18%, não se pode afirmar que para todo fluxo de detritos que venha a acontecer nesta bacia, seu volume estimado obedecerá esta proporção. Mesmo que as equações (7), (8) e (9) fossem aplicadas para toda a bacia do Rio Cunha, obter-se-iam os seguintes resultados: Eq. (7) = 43.129m³; Eq. (8) = 89.169; e Eq. (9) = 341.627. Nota-se que apenas a equação (9) apresenta um valor aproximado (6%) para o Fluxo A, mas com erro considerável (23%) para o Fluxo B. Sendo assim, conclui-se que estas equações empíricas não poderiam ser aplicadas para a bacia do Rio Cunha como forma de se

estimar o volume total transportado para cada fluxo, e desta forma, nem para determinar o alcance da massa.

5.4 HIDROGRAMAS DE ENTRADA

Para geração dos hidrogramas, foram aplicadas as equações de vazão de pico (10 a 17) apresentadas na Tabela 3. Os resultados são apresentados na Tabela 16.

Tabela 16 – Vazões de pico estimadas.

Equação	Valor obtido (m ³ /s)	
	A	B
10	1362	1416
11	3874	3284
12	2660	2279
13	420	359
14	209	178
15	83	70
16	9	9
17	34	30
Média	1081	953

Com estes valores foi calculado o valor médio para ser adotado como vazão de pico do hidrograma de entrada preliminar de ambos os fluxos. Além disso, adotou-se para o tempo 0 e final, vazão igual a zero por ser uma condição de contorno do modelo, e, para o primeiro e penúltimo minuto vazão igual a 0,1 m³/s. Baseado nos hidrogramas apresentados por Whipple (1992), adotou-se que a vazão de pico ocorreria no quinto minuto de simulação para que a ascensão tivesse menor duração que a recessão. Os demais valores foram obtidos por interpolação linear (Figura 17).

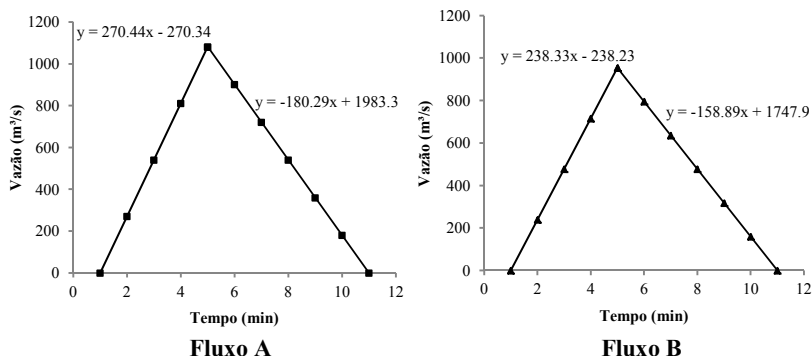


Figura 17 – Obtenção dos valores preliminares para os hidrogramas de entrada.

O passo seguinte foi gerar dois hidrogramas consecutivos separados em uma hora. Vale ressaltar que este intervalo de uma hora foi determinado através de uma análise preliminar de simulação onde o objetivo era que a massa desestabilizada anteriormente já estivesse depositada. Esta etapa foi realizada tomando como base a hipótese de uma pequena desestabilização inicial, para posterior movimento de grandes proporções. Para isso, a primeira onda foi obtida tomando como hipótese uma relação direta e igual a 10% dos valores da segunda onda. Este valor de 10% é apenas um dado simbólico para representar uma pequena desestabilização, já que no final não representará grandes valores de deposição.

Como foram verificados dois pontos de ruptura em cada fluxo, teremos 4 hidrogramas (A1, A2, B1 e B2) com 2 ondas cada, e com a variação da concentração volumétrica com relação à vazão, ou seja, quanto maior a vazão, maior a concentração de sedimentos. Assim, conseguimos reproduzir em parte o princípio de ruptura e grande disponibilidade de sedimento para fluir. Para o fluxo A, foi adotada a hipótese de produção de detritos na ruptura A2 equivalente a 10% do montante produzido em A1, baseado nos levantamentos de campo. Já para o fluxo B, o volume transportado na ruptura B1 é de 40% do valor transportado em B2, também baseado nos valores de volume obtidos nos locais de ruptura. Além da diferença de volume, o início de ambas as rupturas também foi separado em meia hora. Este valor foi adotado para que a parte da massa da ruptura anterior já não estivesse mais em movimento quando ocorresse a desestabilização e início do movimento seguinte. Este valor de 30 min também foi obtido após uma análise

preliminar para dar garantia da deposição da massa deslizada anteriormente. No fluxo A, foi observado em campo que a ruptura se deu primeiro em A1 e depois em A2. Já para o fluxo B a ruptura ocorreu primeiramente em B2. Estas diferenças são importantes para a reprodução das características das deposições, bem como para o alcance da massa deslizada. Os dados utilizados para estes hidrogramas são apresentados no ANEXO 1.

Ao tentar simular os hidrogramas com os valores de vazão média apresentados na Tabela 16, o modelo apresentou erro e foi finalizado, pois gerava-se uma altura de escoamento acima do limite computacional ($>100\text{m}$). Como primeira tentativa, para solucionar esse problema, foram divididos os hidrogramas em dois. Desta forma, com vazões divididas à metade, foram utilizadas duas células de *grids* em cada ponto de ruptura. Com esta configuração o modelo finalizou sua simulação, mas transportando o volume total muito acima do estimado (>900 mil m^3 para o Fluxo A, por exemplo). Para acertar este valor, foi feita uma relação direta entre valor simulado com o valor total estimado (Tabela 15). Esta relação foi multiplicada a cada valor de vazão dos hidrogramas divididos em dois obtendo-se assim o hidrograma final para simulação. Na Figura é apresentado como exemplo o hidrograma B2, onde pode ser visto a variação da vazão, o intervalo entre o início dos hidrogramas e a variação da concentração volumétrica no tempo. Os dados utilizados para os hidrogramas finais de cada ruptura são apresentados no ANEXO 2

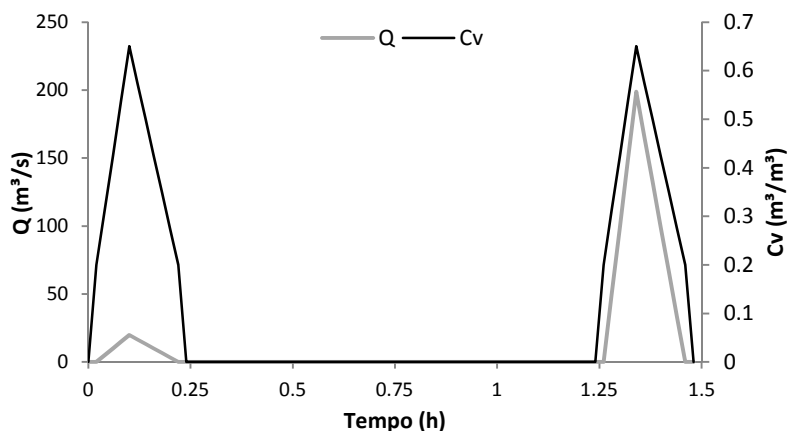


Figura 18 - Característica dos hidrogramas finais bem como a variação da concentração volumétrica com o tempo.

Nota-se que a metodologia para geração dos hidrograma foi diferente das propostas pela maioria dos autores no item 3.5, já que em grande parte utilizaram métodos estatísticos para geração de hidrogramas com diferentes períodos de retorno, ou aplicaram modelos hidrológicos de chuva-vazão para geração do hidrograma com as chuvas monitoradas.

Por exemplo, ao se comparar os períodos de retorno aplicados por García *et al.* (2004), Gentile *et al.* (2008), Jakob e Weatherly (2008), Andrade (2010) e Boniello (2010), nota-se que os valores utilizados por parte destes autores, são inferiores ao obtido para o presente trabalho. Conforme demonstrado no item 5.1 o período de retorno das chuvas ocorridas durante o mês de novembro de 2008 foi aproximadamente mil anos. Já o maior período aplicado por estes autores foi de apenas 500 anos.

Já a hipótese de aplicação de modelos hidrológicos de chuva-vazão (i.e HEC-HMS, SCS, método racional, etc.) para geração de hidrogramas foi descartada: (i) por não haver uma bacia hidrográfica definida no caso do Fluxo A, como pode ser constatado na Figura 15; e (ii) a base teórica destes modelos considera apenas a produção hídrica dos eventos, não levando em consideração o montante de sedimentos que é deslocado. Ao desprezar a produção de sedimentos o volume total deslocado será subestimado não reproduzindo a magnitude de um evento de fluxo de detritos.

Por fim, a metodologia aplicada para geração dos hidrogramas está condizente com a metodologia aplicada por Rickenmann *et al.* (2006), tanto na geometria triangular, quanto na magnitude da vazão de pico (centenas de m^3/s). Além disso, o hidrograma apresenta um curto intervalo de duração, o que melhor representa um fenômeno de fluxo de detritos.

5.5 SIMULAÇÕES PRELIMINARES

Para calibração do modelo algumas simulações foram executadas a fim de verificar a consistência dos dados gerados. Nessa etapa, foi verificada a não representação física do fenômeno nos seguintes aspectos: (i) a superelevação da massa; e (ii) o tempo de percurso. Para melhor discuti-los foram criados subitens para cada um destes problemas.

5.5.1 Superelevação da Massa

Como o intuito da aplicação do modelo FLO-2D foi tentar reproduzir da melhor forma as características verificadas em campo para ambos os fluxos, umas das premissas foi a reprodução do volume total envolvido nos fenômenos. Para isso, conforme demonstrado no item 5.4, foram consideradas elevadas vazões de pico com variação da concentração volumétrica, para reproduzir as características típicas de uma onda do fluxo (Figura 2) com grande deslocamento em um curto intervalo de tempo.

Ao iniciar as simulações, no momento da passagem do pico dos hidrogramas foi constatada uma altura de detritos estimada com mais de 40 m. Como esta altura estimada superava o desnível do terreno, parte do fluxo regredia, fluindo na direção de cotas maiores. Isto acontece, pois, para a simulação ocorre a inserção de uma massa no terreno, e não uma ruptura e remoção de volume já contido no local. Na realidade, o volume rompido desloca-se erodindo o local por onde passa, deixando um novo canal. Nas simulações com o FLO-2D o canal é fixo, ou seja, não sofre erosão. Dessa forma, o fluxo todo ocorre sobre a superfície do terreno, somente ficando confinado aos desníveis já existentes. Para evitar esse retorno de fluxo, as células do *grid* localizadas exatamente acima do ponto de ruptura foram bloqueadas. Dessa forma, o volume total foi obrigado a fluir, assim como ocorre na realidade.

5.5.2 Tempo de Percurso

Ao final das primeiras simulações foram verificadas se as velocidades finais do fluxo se aproximavam a zero a fim de garantir que o tempo total de simulação fosse suficiente para que toda a massa estivesse parada ou a ponto de parar. Nas simulações notou-se que, independente das características reológicas adotadas, o fluxo levava mais de 45 minutos para atingir a área de deposição com pelo menos 33 centímetros de altura de escoamento e mais de 4 horas e meia para atingir velocidades abaixo de 0,1m/s na área de deposição. Quando analisada a velocidade máxima atingida pelo fluxo, o maior valor encontrado durante todas as simulações foi 8,1 m/s no momento do pico do hidrograma, mas a simulação não foi considerada, pois o fluxo interceptou a área computacional. Dentre as simulações de validação este valor não ultrapassou 3,6m/s. Estes valores ficam muito abaixo dos valores verificados em fluxos de detritos assim como os obtidos por Evans *et al.* (2009) que afirmam velocidades máximas entre 65 a 80

m/s. Além disso, as maiores velocidades verificadas nas simulações ocorrem próximas aos pontos de ruptura demonstrando um erro de reprodução física da propagação. Isso, pois na realidade o volume deslocado irá transformar energia potencial em energia cinética e conforme se propaga irá adquirir maior velocidade, o que não foi verificado nas simulações com o FLO-2D.

5.6 CALIBRAÇÃO DO MODELO

Para calibração foram realizadas simulações com as constantes reológicas apresentadas na Tabela 9 fornecidos por O'Brien (1986). Como critério de aceitação, foi realizado teste para que durante as simulações, os detritos não interceptassem os limites computacionais estabelecidos. Esta hipótese foi adotada já que este limite computacional extrapolava consideravelmente a área limite medida em campo. Por fim, apenas os resultados obtidos com as características reologias em *Aspen Mine Source* (a), *Aspen Natural Soil* (b) e *Aspen Pit 1* (c) passaram neste teste.

Na Tabela 17 são apresentados os resultados obtidos após as simulações. Além disso, a Figura 19 apresenta graficamente o resultado da deposição final dos detritos simulados no Fluxo A.

Tabela 17 – Valores obtidos após simulação com FLO-2D com diferença percentual ou direta quando comparados com o medido em campo.

Local	Área (m ²)	Perímetro (m)	Alcance (m)	K_f	K_c
Campo	120.241	2.319	1.061	0,11	1,87
Aspen					
Natural	242.687	2.587	1.145	0,22	1,47
Soil					
Aspen Pit 1	158.968	2.203	1.033	0,15	1,55
Aspen					
Mine	227.023	2.455	1.092	0,19	1,45
Source					

Continuação Tabela 17.

Diferença Percentual				Diferença	
Aspen					
Natural	101,83	11,57	7,97	0,11	-0,40
Soil					
Aspen Pit 1	32,21	-4,98	-2,61	0,04	-0,32
Aspen					
Mine	88,81	6,28	2,95	0,08	-0,42
Source					

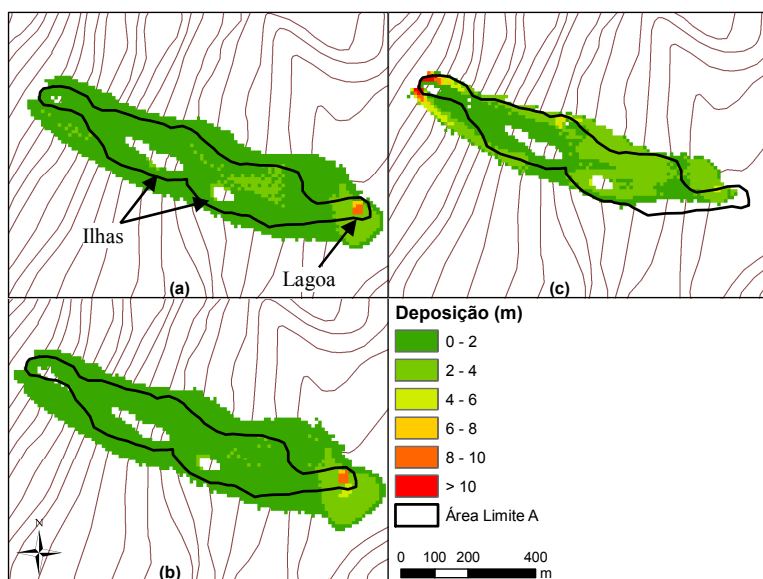


Figura 19 – Resultados da deposição e áreas limites simuladas para o Fluxo A com as reologias: (a) *Aspen Mine Source*; (b) *Aspen Natural Soil*; e (c) *Aspen Pit 1*.

Como o critério para escolha da melhor característica reológica foi o alcance da massa, ficou-se com duas opções que apresentaram resultados muito semelhantes; a *Aspen Mine Source* e *Aspen Pit 1* (2,95 e 2,61%, respectivamente). Desta forma, optou-se por realizar as simulações de validação do fluxo B com ambas as opções reológicas a fim de confirmar qual se comporta melhor para a bacia do Rio Cunha. Nota-se que para a reologia (b) e (c) ao final da deposição ocorre um espalhamento dos detritos. Isto ocorre, pois a partir da base utilizada,

nas regiões próximas aos leitos do rio formam-se planícies com a mesma elevação. Este tipo de resultado demonstra a necessidade de MDTs de maior precisão quando o intuito é melhor reproduzir este tipo de fenômeno, já que conforme verificado em campo o terreno ainda apresentava desníveis e a formação de pequenos canais com cursos d'água nestas regiões de deposição.

Na Figura 19 é possível constatar também a presença das ilhas utilizadas nas simulações, bem como a presença da lagoa. Estas variações topográficas foram usadas na calibração como forma de reproduzir o verificado em campo. No item 5.7 foram verificadas as influências da presença ou não dessas componentes no resultado final das simulações.

5.7 SIMULAÇÕES COM O FLO-2D

Determinadas as duas opções de características reológicas procedeu-se para as simulações de validação do fluxo B. Para as primeiras simulações de validação foram utilizadas como valor de arestas do *grid* 10 m e foram consideradas as ilhas formadas. Os resultados estão apresentados na Figura 20.

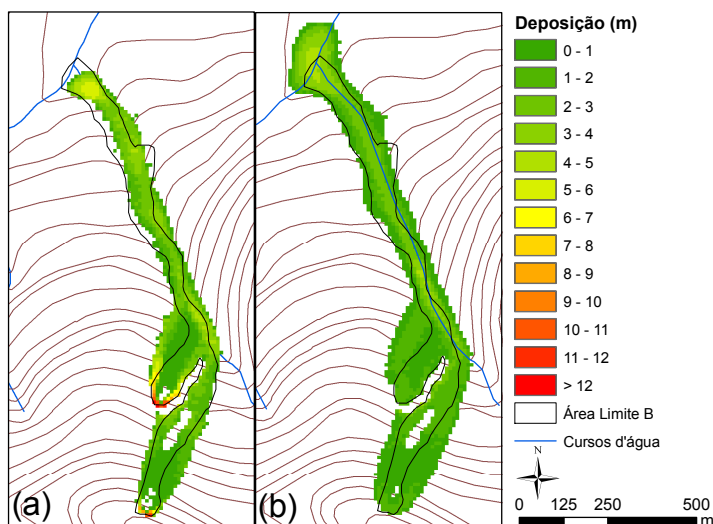


Figura 20 – Mapa de deposição e área inundada simuladas para o Fluxo B com as reologias de (a) Aspen Pit 1; e (b) Aspen Mine Source. Grid: 10m.

Mais uma vez ambos os resultados obtiveram as mesmas características de deposição com relação a caminho percorrido e área limite, mas ficando evidente que a reologia de *Aspen Pit 1*, quando o *grid* apresenta aresta de 10 m, é a que melhor se enquadra, dentre as reologias testadas, para reprodução de fluxos de detritos na bacia do Rio Cunha. Este resultado pode ser confirmado conforme diferença percentual apresentado na Tabela 17 e Tabela 18. Nestas simulações, bem como nas simulações para o Fluxo A, foi clara uma superestimativa da área limite dos fluxos. Essa superestimativa de área ao aplicar o FLO-2D também já foi demonstrada por Tecca *et al.* (2006), Segato *et al.* (2006), Hsu *et al.* (2010), entre outros em suas respectivas áreas de estudo.

Tabela 18 – Valores de alcance obtidos durante etapa de validação com as reologias testadas.

Local	Grid 10 (ilha)	Grid 10	Grid 20 (ilha)	Grid 20
Campo			1.437	
Mine Source	1.528	1.531	1.454	1.452
Pit 1	1.392	1.392	1.322	1.319
		Diferença Percentual		
Mine Source	6,3%	6,5%	1,2%	1,0%
Pit 1	3,1%	3,1%	8,0%	8,2%

Uma das possibilidades que justifiquem essa superestimativa é que o modelo leva em consideração a inserção de uma massa que irá fluir sobre a superfície do terreno. Esta hipótese é adotada para fins computacionais, mas não é condizente com o que ocorre realmente no fenômeno. Quando se introduz essa massa para a simulação com o FLO-2D, o modelo despreza qualquer eventual erosão durante sua simulação, trabalhando apenas com o fundo fixo. Com isso ao invés de rebaixar o terreno, o fluxo apresentou uma sobre elevação se depositando em áreas maiores quando não existiu a presença de canal já definido.

Outra forma de testar a consistência dos dados finais do modelo foi modificando o tamanho das arestas dos *grids* a serem simulados. Como o MDT foi obtido a partir de uma carta com escala 1:50.000 optou-se em aplicar apenas a interpolação para 10 e 20 m. Desta forma, as simulações com o segundo *grid* são apresentadas nas Figura 21 e Figura 22. Além da alteração do tamanho da aresta do *grid*, foi testada também a presença ou não das ilhas observadas em campo.

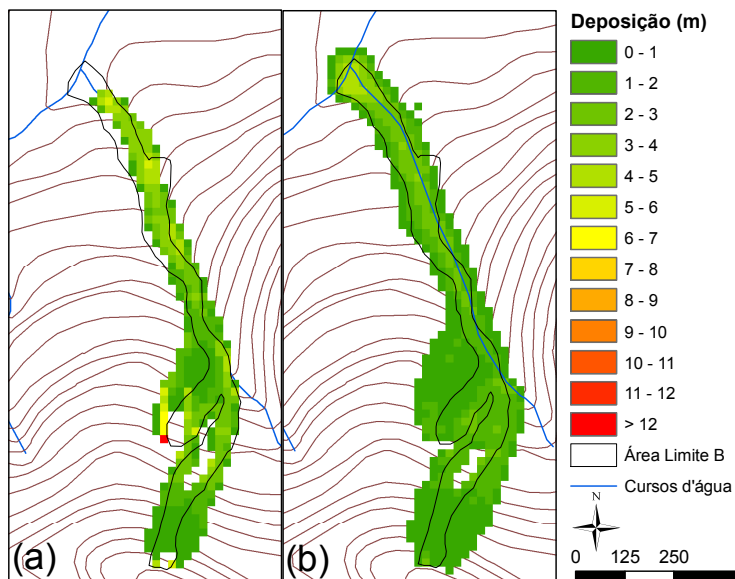


Figura 21 – Mapa de deposição e área inundada simuladas para o Fluxo B com as reologias de Aspen Pit 1 (a) e Aspen Mine Source (b). Grid de 20m.

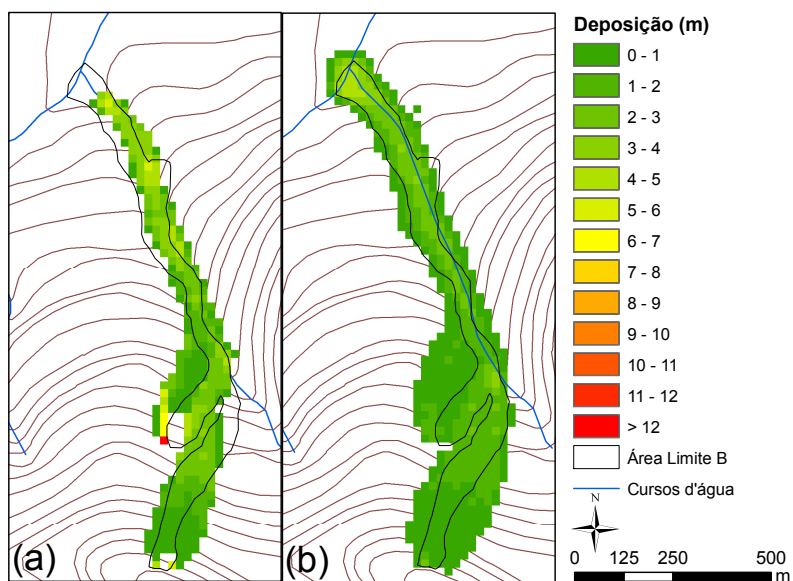


Figura 22 – Mapa de deposição e área inundada simuladas para o Fluxo B com as reologias de Aspen Pit 1 (a) e Aspen Mine Source (b). Grid: 20m sem ilhas.

De maneira geral, é necessário ressaltar que além das propriedades reológicas dos detritos, os fatores topográficos, como a localização dos pontos de ruptura são cruciais para a descrição do fenômeno, pois o modelo simula o percurso do fluxo a partir da localização da célula de *grid* de entrada. Outro fator importante nestas simulações foi a não utilização dos cursos d'água como forma de saída de sedimentos dos locais simulados. O modelo FLO-2D permite a colocação de células de *outflow* com ou sem um hidrograma de transporte definido. Com esta hipótese, foi observado um espalhamento da deposição nas regiões que interceptam os cursos d'água. Isto ocorre, pois o MDT apresenta a mesma elevação para grande parte da área, ou seja, atribuindo declividade zero. Caso fossem inseridos os locais de saída, dever-se-iam estimar os hidrogramas de cada curso para a época e dessa forma, os critérios de seleção para calibração deveriam considerar as características de deposição, que não foram avaliadas precisamente neste trabalho. Além disso, ao considerar os rios nestas simulações teríamos mais um dado a ser avaliado que seria o volume total de sedimentos que entraria nos cursos d'água. Este dado é muito pertinente, já que os sedimentos são um grande problema para o estudo em rios.

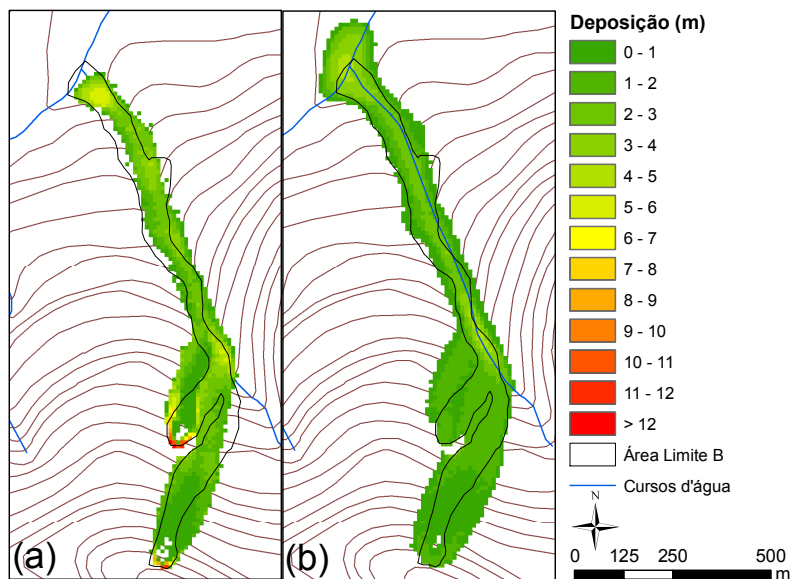


Figura 23 – Mapa de deposição e área inundada simuladas para o Fluxo B com as reologias de *Aspen Pit 1* e *Aspen Mine Source*. Grid: 10m sem ilhas.

Não foi possível gerar os dados de deposição detalhados já que os levantamentos de campo necessitam de bastante tempo e foram realizados durante um longo período, com um intervalo de poucos meses a cerca de um ano e sete meses após o ocorrido, causando assim alterações significativas das características de deposição. Isto pode ser observado na Figura 24 onde são apresentadas fotos tiradas de quase mesmo ângulo, mas em dias diferentes que demonstram esta modificação.



(a)



(b)

Figura 24 – Alteração das características de percurso e deposição verificadas no Fluxo B. Fotos tiradas em: (a) 29/01/2009; (b) 07/06/2010.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Quando se realiza a avaliação dos critérios externos a fenômenos de fluxo de detritos, recomenda-se caracterizar os eventos pluviométricos ocorridos durante longos períodos. Como demonstrado, não foi a ocorrência de uma precipitação diária elevada que acarretou na ocorrência destes fluxos na bacia do Rio Cunha, mas sim, um evento com precipitação acumulada mensal com período de retorno aproximado de mil anos. Ou seja, chuvas com períodos prolongados favorecem a recarga do solo, aumentando assim o peso exercido sobre as camadas inferiores, acrescendo com isso a pressão hídrica nos poros até o ponto em que parte do solo se liquefaz e inicia-se a ruptura e deslocamento da massa como descrito por Campbell (1974) e Costa (1984).

Análises do terreno também podem fornecer informações importantes sobre as fases que compõem fenômenos de fluxos de detritos. Percebe-se neste trabalho que valores de declividade propostos pela bibliografia com relação ao local de ruptura, transporte e deposição são condizentes com os verificados para a bacia do Rio Cunha. Apesar da verificação de deposições nos locais de ruptura e ao longo do canal, a deposição em si, como grande área e formação de leque, aconteceu a partir de declividades menores que 20°. Além disso, as rupturas ocorreram em declividades maiores que 30°, com exceção da ruptura A2 que se encontra em declividade variando entre 20 a 25°.

Quanto à aplicação de equações empíricas (7), (8) e (9) para a análise na bacia do Rio Cunha foi demonstrada a baixa precisão nos resultados gerados para dados de estimativa de volume total deslocado. Dentre as equações aplicadas, apenas a equação (9) apresentou uma boa aproximação do valor de volume total para o Fluxo A, com diferença percentual de 9% quando comparado ao dado estimado em campo. Apesar desta aproximação, esta equação somente obteve este resultado ao ser aplicada tomando como dado de entrada a área total da bacia do Rio Cunha. Esta hipótese acarretaria na geração do mesmo volume para todo e qualquer movimento que acontecesse dentro desta bacia, sendo assim um erro metodológico já demonstrado neste trabalho.

Com relação às equações para estimativa da vazão de pico (10) a (17), ficou demonstrado que, para a bacia do Rio Cunha, os valores médios obtidos ficaram acima do limite computacional (altura de escoamento > 100m) do modelo FLO-2D quando utilizado *grid* de 10 m e uma célula como fonte de detritos. Para corrigir este problema foram utilizadas duas células de *grid* com hidrogramas de entrada em cada

local de ruptura e as vazões foram corrigidas para reproduzir o volume total deslocado apresentado na Tabela 15. Com isso, a metodologia aplicada com hidrogramas consecutivos, tomando-se como base a reprodução do volume total e um curto intervalo de duração, conseguiu representar em parte a área inundada, e com boa precisão do alcance do fluxo. Além disso, para os fluxos simulados não seria viável a aplicação de modelos hidrológicos como HEC-HMS, SCS, método racional, dentre outros, para a estimativa dos hidrogramas já que os picos gerados não representariam fisicamente um evento de fluxo de detritos. Isto porque, estes modelos são aplicados para transformar chuva em vazão, desprezando assim o volume de sedimentos. Ao desprezar esta parcela temos uma subestimativa do volume total produzido e consequentemente uma subestimativa na reprodução da magnitude destes eventos.

Ao proceder às simulações no modelo FLO-2D ficou evidenciado a não reprodução, em parte, do fenômeno físico envolvido no fluxo de detritos. Esta conclusão parte da não reprodução da erosão da massa que será transportada, nem a reprodução das velocidades e tempo de percurso. Aconselha-se a análise de outras ferramentas com o modelo DAN3D que permite a utilização de fundo erodível a fim de melhor analisar as condições naturais e as etapas envolvidas em fluxos de detritos. Entretanto, o modelo conseguiu obter bons resultados quanto ao alcance e descrição do percurso dos fluxos analisados. O erro percentual do alcance para os valores calibrados não superou a 10% para ambos os *grids* utilizados (10 e 20 m). Este erro representou uma subestimativa do alcance em 118 m quando utilizado o *grid* com aresta de 20 m e a reologia proposta por O'Brien (1986) para *Aspen Pit 1*. Ao analisar os *grids* de 20 m de aresta ocorreu uma inversão na melhor reologia proposta, com *Aspen Mine Source* apresentando erro percentual na casa de 1% (~ 18 m). Stolz e Huggel (2008), ao analisarem fluxos ocorridos na Suíça afirmam que para um *grid* de 25m ocorre apenas a descrição do caminho, com extrapolação da área afetada e erro de deposição. Os resultados para a bacia do Rio Cunha são condizentes com relação à área afetada, mas apresentam melhor precisão com relação ao alcance. Sendo assim, ambos os *grids* podem ser utilizados para aplicar fluxo de detritos em bacias com características semelhantes à bacia do Rio Cunha, quando o modelo FLO-2D já possuir os demais parâmetros calibrados.

Como um dos fatores que foi calibrado, baseado em valores propostos pela bibliografia e não foi realizada análise dos solos locais de forma precisa, as constantes reológicas propostas neste trabalho não devem ser aplicadas em outras bacias sem análise prévia. Aconselha-se

que para estudos futuros sejam aplicadas análises reológicas de solos locais a fim de verificar a real precisão física do modelo FLO-2D, e também analisar a aplicação de reômetros convencionais para determinar as características reológicas de fluxo de detritos, já que em grande parte, estes equipamentos apresentam restrições com relação à granulometria. Além da reologia, outro fator importante é o coeficiente de resistência de fluxo laminar (K). Segundo FLO Engineering Inc (2009), este fator pode apresentar variação de 24 a 50.000, com recomendação de 2.285 para fluxos de lama em áreas urbanas. Como este fator possui grande variabilidade, os resultados finais são fortemente influenciados pelo valor escolhido. Sendo assim, mais estudos deveriam ser realizados a fim de definir uma maior opção de fatores e uma base teórica melhor para escolha deste parâmetro.

Foi apresentada também uma nova proposta de definição onde, **fluxo de detritos é a mistura de sedimentos e água movidos pela gravidade que adquire grande mobilidade e poder destrutivo, aumentando seu volume por erosão, sendo capaz de transportar desde árvores a grandes blocos de rocha.**

Por fim, fica demonstrada a necessidade da geração de dados de campo e monitoramento destes fenômenos como premissa básica para estudos futuros quanto a fatores de geração e dinâmica para fluxo de detritos. Vale ressaltar que os bons resultados apresentados neste trabalho com relação ao alcance estão intrínsecos à qualidade dos dados das condições iniciais, como: (i) locais de ruptura, (ii) volume total deslocado, (iii) caminho percorrido; (iv) alcance da massa. Além disso, conforme demonstrado na Figura 24, existe a necessidade de respostas rápidas para obtenção de dados fidedignos e mais representativos quanto às características da deposição, já que os locais de ocorrência podem sofrer forte variação ao longo do tempo. O modelo FLO-2D se demonstrou uma boa ferramenta para determinação de alcance e percurso, o que poderia vir a representar mais uma opção para determinação de zoneamento e áreas de risco quando aplicado de forma correta e em conjunto com modelos para determinação os locais de ruptura e volume provável deslocado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, C.C.A. Debris flow and protection measures of the Tinière torrent at Villeneuve (VD). In: Schleiss, A. (Ed) *Communication 41: Master of Advanced Studies (MAS) in Water Resources Management and Engineering, Edition 2005-2007*. Lausanne: EPFL, LCH-MAS, 2010.

ARCHETTI, R.; LAMBERTI, A. Assessment of risk due to debris flows events. *Natural Hazards Review*, Vol. 4, N°3, ASCE, p. 115-125, 2003.

ARMANINI, A; FRACCAROLLO, L.; ROSATTI, G. Two-dimensional simulation of debris flows in erodible channels. *Computers & Geosciences*, 35, p.993-1006, 2009.

ARMENTO, M.C.; GENEVOIS, R.; TECCA, P.R. Comparison of numerical models of two debris flows in the Cortina d'Ampezzo area, Dolomites, Italy. *Landslides*, 5, p.143-150, 2008.

BARRIOS, P. M. I.; OLAYA, M. E. J. Calculo y análisis de hidrograma para El flujo torrencial Del 22 de Junio de 2006 ocurrido em la microcuenca “El Salto”, Ibagué – Colombia. *Avances em Recursos Hidráulicos*, N° 16, p.31-40, 2007.

BATHURST, J.C.; BURTON A.; WARD, T.J. Debris flow run-out and landslide sediment delivery model tests. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, Vol. 123, N°5, p. 410-419, 1997.

BEGUERÍA, S.; VAN ASCH, TH.; W. J.; MALET, J.-P.; GRÖNDAHL, S. A GIS-based numerical model for simulating the kinematics of mud and debris flows over complex terrain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, p. 1897-1909, 2009.

BENDA, L.E.; CUNDY, T.W. Predicting deposition of debris flows in mountain channels. *Canadian Geotechnical Journal*, 27, p.409-417, 1990.

BEVERAGE, J.P.; CULBERTSON, J.K. Hyperconcentrations of suspended sediment. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, v.90, p.117-126, 1964.

BLIJENBERG, H.M.; DE GRAAF, P.J.; HENDRIKS, M.R.; DE RUITER J.F.; VAN TETERING, A.A.A. Investigation of infiltration characteristics and debris flow initiation conditions in debris flow source areas using a rainfall simulator. *Hydrological Processes*, Vol.10, p.1527-1543, 1996.

BOELHOUWERS, J.; HOLNESS, S.; SUMNER, P. Geomorphological characteristics of small debris flows on Junior's Kop, Marion Island, maritime sub-Antarctic. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, p. 341-352, 2000.

BONIELLO, M.A.; CALLIGARIS, C.; LAPASIN, R.; ZINI, L. Rheological investigation and simulation of a debris-flow event in the Fella watershed. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10, p. 989-997, 2010.

CALLIGARIS, C.; BONIELLO, M.A.; ZINI, L. Debris flow modeling in Julian Alps using FLO-2D. In: De Wraichen, D.; Brebbia, C.A.; Lenzi, M.A. (Ed.) *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense Debris Flows II*. p. 81-88, 2008.

CAMPBELL, R.H. Debris flows originating from soil slips during rainstorms in southern California. *Q.Jl. Engng Geol.* Vol.7, p.339-349, 1974.

CENDERELLI, D.A.; KITE, J.S. Geomorphic effects of large debris flows on channel morphology at north fork mountain, eastern West

Virginia, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 23, p. 1-19, 1998.

CESCA, M.; D'AGOSTINO, V. Comparison between FLO-2D and RAMMS in debris-flow modeling: a case study in the Dolomites. In: De Wraichen, D.; Brebbia, C.A.; Lenzi, M.A. (Ed.) *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense Debris Flows II*. p. 197-206, 2008.

ČETINA, M.; RAJAR, R.; HOJNIK, T.; ZAKARAJŠEK, M.; KRZYK, M.; MIKOŠ, M. Case study: numerical simulation of debris flow below Stože, Slovenia. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 32, N°2, p. 121-130, 2006.

CONVERSINI, P.; SALCIARINI, D.; FELICIONI, G.; BOSCHERINI, A. The debris flow hazard in the Lagarelle Creek in the eastern Umbria region, central Italy. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 5, p. 275-283, 2005.

COROMINAS, J. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Can. Geotech. J.*, 33, p. 260-271, 1996.

COSTA, J.E. Physical geomorphology of debris flows. In: J.E Costa and P.J. Fleisher (eds), *Developments and Applications in Geomorphology*. Springer Verlag, New York, p. 268-317, 1984

COUTINHO, S. V. A precipitação e sua influência na movimentação de massa: estudo de caso. *Revista Saúde e Ambiente / Health and Environment Journal*, v.3, n.2, p. 11 – 19, 2002.

CROSTA, G.B.; DAL NEGRO, P.; FRATTINI, P. Soil slips and debris flows on terraced slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, p.31-42, 2003.

CRUDEN, D.M. The first classification of landslides? *Environmental & Engineering Geoscience*, Vol IX, n°3, p. 197-200, 2003.

CRUDEN, D.M.; VARNES, D.J. Landslide types and processes. In: A.K. Turner and R.L. Schuster (eds), *Landslides Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, US National Research Council, Washington, DC. Special Report 247, p.36-75, 1996.

DANIELS, M.D.; RHOADS, B.L. Influence of experimental removal of large woody debris on spatial patterns of three-dimensional flow in a meander bend. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 32, p. 460-474, 2007.

D'AGOSTINO, V.; TECCA, P.R. Some considerations on the application of the FLO-2D model for debris flow hazard assessment. In: Lorenzini, G.; Brebbia, C.A.; Emmanouloudis, D. (Ed.) *Monitoring, simulation, prevention and remediation of dense and debris flow*. Southampton, Boston, p.159-170, 2006.

D'AGOSTINO, V.; CERATO, M.; COALI, R. Il trasporto solido di eventi estremi nei torrenti Del Trentino Orientale, International Symposium Interpraevent, Garmisch-Partenkirchen, Vol. 1, p.377-386, (em italiano), 1996.

D'AGOSTINO, V.; CESCA, M.; MARCHI, L. Field and laboratory investigations of runout distances of debris flows in the Dolomites (Eastern Italian Alps). *Geomorphology*, Vol. 115, p. 294-304, 2010.

EVAN, S.G.; TTUBALINA, O.V.; DROBYSHEV, V.N.; CHERNOMORETS, S.S.; MCDUGALL, S.; PETRAKOV, D.; HUNGR, O. Catastrophic detachment and high-velocity long-runout of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002. *Geomorphology*, Vol. 105, p. 314-321, 2009.

FANNIN, R.J.; ROLLERSON, T.P. Debris flows: some physical characteristics and behavior. *Canadian Geotechnical Journal*, 30, p. 71-81, 1993.

FANNIN, R.J.; WISE, M.P. An empirical-statistical model for debris flow travel distance. *Canadian Geotechnical Journal*, 38, p. 982-994, 2001.

FERNANDES, N. F., AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: Guerra, A.J.T.; Cunha, S. B. (Ed.) *Geomorfologia e meio ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2ª edição. Cap.3, p. 123-194, 1998.

FLO Engineering Inc. Reference Manual Version 2009. 63p., 2009.

GABET, E.J.; MUDD, S.M. The mobilization of debris flows from shallow landslides. *Geomorphology*, 74, p. 207-218, 2006.

GARCÍA, R.; RODRÍGUEZ, J.J.; O'BRIEN, J.S. Hazard zone delineation for urbanized alluvial fans. *ASCE Conf. Proc.*, Vol 138, 11p., 2004.

GENTILE, F.; BISANTINO, T.; PUGLISI, S.; LIUZZI, G.T. Analysis and modeling of debris flows in Gargano watersheds (Puglia region, Southern Italy). In: Lorenzini, G.; Brebbia, C.A.; Emmanouloudis, D. (Ed.) *Monitoring, simulation, prevention and remediation of dense and debris flow*. Southampton, Boston, p.181-191, 2006.

GENTILE, F.; BISANTINO, T.; LIUZZI, G. T. Debris-flow risk analysis in south Gargano watersheds (Southern-Italy). *Natural Hazards*, 44, p. 1-17, 2008.

GILI, J.A.; COROMINAS, J.; RIUS, J. Using Global Position System techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology*, Vol. 55, p. 167-192, 2000.

GOERL, R.F.; KOBAYAMA, M.; CORREA, G.P.; ROCHA, H.L.; GIGLIO, J.N. Desastre hidrológico resultante das chuvas intensas em Rio dos Cedros – SC. In XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos (2009: Campo Grande) Campo Grande: ABRH, Anais. CD-ROM. 19p, 2009.

GOMES, R. A. T. ; GUIMARÃES, R. F. ; CARVALHO JR, O. A. ; FERNANDES, N. F. . Análise de um Modelo de Previsão de Deslizamentos (SHALSTAB) em Diferentes Escalas Cartográficas. Solos e Rochas, São Paulo, Vol. 28, Nº 1, p. 85-97, 2005.

GOMES, R.A.T.; GUIMARÃES, R.F. CARVALHO JR., O.A.; FERNANDES, N.F.; VARGAS JR., E.A.; MARTINS, E.S. Identification of the affected areas by mass movement through a physically based model of landslide hazard combined with an empirical model of debris flow. *Natural Hazards*, 45, p.197-209, 2008.

GOSTNER, W.; BEZZOLA, G.R.; SCHATZMANN, M.; MINOR, H.-E. Water-related natural disasters: strategies to deal with debris flows: the case of Tschengls, Italy. In: Wiegandt, E. (Ed.) *Mountains: sources of water, sources of knowledge*. Dordrecht, Netherlands, Vol. 31. Cap. 14, p. 221-242, 2008.

GUIMARÃES, R.F.; MONTGOMERY, D.R.; GREENBERG, H.M.; FERNANDES, N.F.; GOMES, R.A.T.; CARVALHO JÚNIOR; O.A. Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. *Engineering Geology*, 69, p. 99-108, 2003a.

GUIMARÃES, R.F.; FERNANDES, N.F.; GOMES, R.A.T.; CARVALHO JÚNIOR; O.A. Fundamentação teórica do modelo matemático para previsão de escorregamentos rasos shallow stability. **Espaço & Geografia**, Vol.6, Nº2, p. 133-150, 2003b.

GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T.; CARVALHO JÚNIOR, O.A.; MARTINS, E.S.; OLIVEIRA, S.N.; FERNANDES, N.F. Análise

temporal das áreas susceptíveis a escorregamentos rasos no Parque Nacional da Serra dos Órgãos (RJ) a partir de dados pluviométricos. **Revista Brasileira de Geociências**, 39, p.190-198, 2009.

HIRANO, M.; and IWAMOTO, M. Measurement of debris flow and sediment-laden flow using a conveyor-belt flume in laboratory. *Erosion and Sediment Transport Measurement*. IAHS Publ. n°133. 225-?, 1981.

HÜBL, J.; STEINWENDTNER, H. Two-dimensional simulation of two viscous debris flows in Austria. *Phys. Chem. Earth*, Vol 26, N° 9, p. 639-644, 2001.

HUNGR, O. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows and avalanches. *Canadian Geotechnical Journal* 32: 610-623, 1995.

HUNGR., O. Classification and terminology. In: M. Jakob; O. Hungr (Ed) *Debris-flow Hazards and related Phenomena*. Springer – Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, Cap. 2, 2005.

HUNGR, O.; MORGA, G.C.; KELLERHALS, R. Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Canadian geotechnical journal*, 21, p.663-677, 1984.

HUNGR, O.; EVANS, E.G.; BOVIS, M.; HUTCHINSON, J.N. Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, VII, p. 221-238, 2001.

HUNGR, O.; MCDUGALL, S.; BOVIS, M.J. Entrainment of material by debris flows. In: Jakob, M.; Hungr, O. (Ed) *Hazard assessment of debris flows and related phenomena*. Springer – Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, Cap.7, 2005.

HUTCHINSON, J.N. General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology.

Proceedings, 5th International Symposium on Landslides (Lausanne), Rotterdam, Balkema, p. 3-35, 1988.

HUTTER, K.; SVENDSEN, B.; RICKENMANN, D. Debris flow modeling: a review. *Continuum Mech. Thermodyn.*, 8, p.1-35, 1996.

IMRAN, J.; HARFF, P.; PARKER, G. A numerical model of submarine debris-flow with graphical user interface. *Computer Geosciences*, 27:717–729. 2001.

IPT. *Ocupação de encostas*. Publicação IPT N°1831, 216p., 1991.

ISHIKAWA, Y.; KAWAKAMI, S.; MORIMOTO, C.; MIZUHARA, K. Suppression of debris movement by forests and damage to forest by debris deposition. *Journal of Forest Research*, 8, p.37-47, 2003.

IVERSON, R.M. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, p.245-296, 1997.

IVERSON, R.M. Debris-flow mechanics. In: M. Jakob and O. Hungr (eds) *Debris-flow Hazards and related Phenomena*. Springer – Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK.2005.

IVERSON, R.M.; DENLINGER, R.P. The physics of debris flows – a conceptual assessment. In: *Proc. Symp. Erosion, Sediment. Pacific. Rim*, IAHS Publ., 165, p. 155-165, 1987.

IVERSON, R.M.; LAHUSEN, R. G. Friction in debris flows: Inferences from large-scale flume experiments. *Hydraulic Engineering '93 (Proceedings of the 1993 Conference of the Hydraulics Division of the American Society of Civil Engineers)*, Am. Soc. of Civ. Eng., New York, vol. 2, p. 1604–1609, 1993.

JAKOB, M.; WEATHERLY, H. Integrating uncertainty: Canyon Creek hyperconcentrated flows of November 1989 and 1990. *Landslides*, 5, p. 83-95, 2008.

JITOUSONO, T.; SHIMOKAWA, E.; TERAMOTO, Y. Debris flow induced by deep-seated landslides at Minamata city, Kumamoto prefecture, Japan in 2003. *International Journal of Erosion Control Engineering*, Vol.1, p. 5-10, 2008.

JOHNSON, R.M.; WABURTON, J.; MILLS, A.J. Hillslope-channel sediment transfer in a slope failure event: Wet Swine Gill, Lake District, northern England. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 33, p. 394-413, 2008.

JONES, F. O. Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras Escarpment, Brazil. *Geological Survey Professional paper*, 697, 42p., 1973.

KANJI, M.A.; CRUZ, P.T.; MASSAD, F. Debris flow affecting the Cubatão oil refinery, Brazil. *Landslides*, 5, p. 71-82, 2008.

KOBIYAMA, M.; SILVA, R.V.; CHECCHIA, T.; ALVES, A. Mapeamento de área de perigo com consideração do alcance da massa deslizada: Estudo de caso. In: *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, 1, 2004, Florianópolis. Anais. Florianópolis: GEDN/UFSC, p. 117-128, 2004.

KOBIYAMA, M.; GOERL, R.F.; CORRÊA, G.P.; MICHEL, G.P. Debris flow occurrences in Rio dos Cedros, Southern Brazil: meteorological and geomorphic aspects. In: De Wrachien, D.; Brebbia, C.A. (Ed.) *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense Debris Flows III*. p. 77-88, 2010.

LAIGLE, D., A two-dimensional model for the study of debris-flow spreading on a torrent debris fan. *Debris-Flow Hazards Mitigation*:

Mechanics, Prediction, and Assessment, Proc. 1st International DFHM Conference, ed. C.L. Chen (1997) (San Francisco, CA, USA, 1997) pp. 123-132.

LAIGLE, D.; COUSSOT, P., Numerical Modeling of Mudflows, J. Hydraul. Eng. 123(7), 1997.

LEE, C.-C.; KU, D.-Y.; HSU, S.-M.; CHANG, Y.-L.; CHI, S.-Y. A case study on the occurrence of regional debris flow hazard in central Taiwan. In: De Wrachien, D.; Brebbia, C.A.; Lenzi, M.A. (Ed.) *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense Debris Flows II*. p. 135-144, 2008.

LIN, M.-L.; WANG, K.-L.; HUANG, G.-J. Simulation and Analysis of Debris Flow of Chui-Sue River Watershed. *ASCE Conf. Proc.* 266, 7, p. 69-79, 2001.

LIN, M.-L.; WANG, K.-L.; HUANG, J.-J. Debris flow run off simulation and verification – case study of Chen-You-Lan Watershed, Taiwan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, p. 439-445, 2005.

LOPES, E.S.S.; RIEDEL, P.S.; BENTZ, C.M.; FERREIRA, M.V.; NALETO, J.L.C. Inventário de escorregamentos naturais em banco de dados geográficos – análise dos fatores condicionantes na região da Serra de Cubatão – SP. In XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, INPE, Anais, p.2785-2796, 2007.

MAJOR, J.J. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *The Journal of Geology*, Vol. 105, p. 345-366, 1997.

MAMBRETTI, S.; LARCAN, E.; WRACHIEN, D.D. 1D modeling of dam-break surges with floating debris. *Biosystems Engineering* n°100, p. 297-308, 2008.

MARCHI, L.; CAVALLI, M. Procedures for the documentation of historical debris flows: application to the Chieppena torrent (Italian Alps). *Environ. Managem.*, 40, p.493-503, 2007.

MARCHI, L.; D'AGOSTINO, V. Estimation of debris-flow magnitude in the eastern Italian Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, p. 207-220, 2004.

MCDUGALL, S.; HUNGR, O. A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrains. *Canadian Geotechnical Journal* 41, p. 1084-1097, 2004.

MENEZES, J. D. R. A tragédia do Morro do Baú. Blumenau, Nova Letra, 438p., 2009.

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30, N°4, p.1153-1171, 1994.

MORIWAKI, H.; INOKUCHI, T.; HATTANJI, T.; SASSA, K.; OCHIAI, H.; WANG, G. Failure processes in a full-scale landslide experiment using a rainfall

MORRISSEY, M. M.; WIECZOREK, G. F.; MORGAN, B. A. A comparative analysis of simulated and observed landslide locations triggered by Hurricane Camille in Nelson County, Virginia. *Hydrological Processes*, 22, p.524-531, 2008.

NAEF, D.; RICKENMANN, D.; RUTSCHMANN, P.; MCARDELL, B. W. Comparison of flow resistance relations for debris flows using a one-dimensional finite element simulation model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, p. 155-165, 2006.

NAKATANI, K.; SATOFUKA, Y.; MIZUYAMA, T., Development of 'KANAKO', a wide use debris flow simulator equipped with GUI. Proc. of 32nd Congress of IAHR, Venice, Italy, 10p, A2.c-182, 2007.

O'BRIEN, J.S. "Physical processes, rheology and modeling of mudflows," Doctoral dissertation, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 1986.

O'BRIEN, J.S., JULIEN, P.Y. "Laboratory analysis of mudflow properties," J. of Hyd. Eng., ASCE, 114(8), 877-887, 1988.

O'BRIEN, J.S.; JULIEN, P.Y.; FULLERTON, W.T. "Two-dimensional water flood and mudflow simulation," J. of Hyd. Eng., ASCE, 119(2), 244-259, 1993.

OCHIAI, H.; OKADA, Y.; FURUYA, G.; OKURA, Y.; MATSUI, T.; SAMMORI, T.; TERAJIMA, T.; SASSA, K. A fluidized landslide on a natural slope by artificial rainfall. *Landslides*, p. 211-219, 2004.

PAPA, M.; EGASHIRA, S.; ITOH, T. Critical conditions of bed sediment entrainment due to debris flow. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, p. 469-474, 2004.

PEREIRA, M. Ilhota, 23 de novembro de 2008: diário de uma tragédia. Blumenau, Hb, 272p., 2009.

PIERSON, T.C. Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand, *Earth Surf. Processes*, p. 227-247, 1980.

PIERSON, T.C.; JANDA, R.J.; THOURET, J.C.; BORRERO, C.A. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow, and deposition of lahars, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, p. 17-66, 1990.

PLAFKER, G.; ERICKSEN, G.E. Nevado Huascarán avalanches, Peru. In: *Rockslides and Avalanches*, vol. 1, *Natural Phenomena*, edited by B. Voight, Elsevier, New York, p. 277-314, 1978

PROCHASKA, A.B.; SANTI, P.M.; HIGGINS, J.D.; CANNON, S.H. Debris-flow runout predictions based on the average channel slope (ACS). *Engineering Geology*. p. 29-40, 2008.

REMAÎTRE, A.; MALET, J.-P.; MAQUAIRE, O.; ANCEY, C.; LOCAT, J. Flow behavior and runout modelling of a complex debris flow in a clay-shale basin. *Earth Surf. Process. Landforms*, 30, p. 479-488, 2005.

RICKENMANN, D. Empirical Relationships for debris flows. *Natural Hazards*, 19, p. 47-77, 1999.

RICKENMANN, D. Runout prediction methods. In: Jakob, M.; Hungr, O. (Ed) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Chichester, UK, Cap. 13, p. 305-324, 2005.

RICKENMANN, D.; ZIMMERMANN, M.; The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology*, 8, p.175-189, 1993.

RICKENMANN, D.; LAIGLE, D.; MCARDELL, B.W.; HÜBL, J. Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences*, 10, p. 241-264, 2006.

ROCHA, H.L.; KOBIYAMA, M.; SILVA, C.G. Análise estatística de chuvas intensas ocorridas nos municípios de Blumenau e Rio dos Cedros, SC, no período de agosto de 2008 a janeiro de 2009. In: XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande: ABRH, Anais. CD-ROM. 14p, 2009.

ROESLI, U.; SCHINDLER, C. Debris flows 1987 Switzerland: geological and hydrogeological aspects. *Hydrology in mountainous regions*. IAHS, N°194, p. 379-386, 1990.

SCHEIDEGGER, A.E. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics*, 5, p. 231-236, 1973.

SCHEIDL, C.; RICKENMANN, D.; CHIARI, M. The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 8, p. 1113-1127, 2008.

SEGATO, M.; MAO, L.; COCCATO, M.; LENZI, M.A.; D'AGOSTINO, V. Operative approaches for debris flow modelling and hazard assessment, Lares watershed, Valle d'Aosta, Italy. In: Lorenzini, G.; Brebbia, C.A.; Emmanouloudis, D. (Ed.) *Monitoring, simulation, prevention and remediation of dense and debris flow*. Southampton, Boston, p.171-179, 2006.

SELBY, M.J. Hillslope materials and processes. *Oxford University Press Inc.*, New York, 2° edition, 1993.

SHARPE, C.F.S. *Landslides and Related Phenomena*. Columbia University Press, New York, 1938.

SLAYMAKER, O. The distinctive attributes of debris torrents. *Hydrological Sciences – Journal –des Sciences Hydrologiques*, 33, p. 567-573, 1988

SODNIK, J.; PETJE, U.; MIKOŠ, M. Terrain topography and debris-flow modeling. *Geodetski Vestnik*, Vol. 53, p. 305-318, 2009.

STERNBERG, H.O.R. Enchentes e movimentos coletivos do solo no vale do Paraíba em dezembro de 1948 – influência da exploração

destrutiva das terras . **Revista Brasileira de Geografia**, N°2, p.67-105, 1949.

STINY, J. *Die Muren*. Verlag der Wagner'schen Universitätsbuchhandlung, Innsbruck, 1910. [*Debris Flows*. (English translation by M. Jakob and N. Skermer, 1997, 106pp.), EBA Engineering Consultants, Vancouver, Canada.]

STOLZ, A.; HUGGEL, C. Debris flows in the Swiss National Park: the influence of different flow models and varying DEM *grid* size on modeling results. *Landslides*, 5, p.311-319, 2008.

STRIEDER, A.J.; BUFFON, S.A.; DE QUADROS, T.F.P.; OLIVEIRA, H.R. Predicting debris flow susceptible areas through GIS modeling in Aparados da Serra (Brazil). In: De Wraichen, D.; Brebbia, C.A.; Lenzi, M.A. (Ed.) *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense Debris Flows II*. p. 89-97, 2008.

TAGLIAVINI, F.; MANTOVANI, M.; MARCATO, G.; PASUTO, A.; SILVANO, S. Validation of landslide hazard assessment by means of GPS monitoring technique – a case study in the Dolomites (Eastern Alps, Italy). *Natural Hazards Earth System Sciences*, Vol. 7, p. 185-193, 2007.

TAKAHASHI, T. Debris Flow, A.A. Balkema, Brookfield, Vt., p. 165, 1991.

TAKAHASHI, T. Debris flow - Mechanics, Prediction and Countermeasures. *Taylor & Francis Group*, London, UK, 2007.

TAKAHASHI, T.; KUANG, S. Formation of debris flow on varied slope bed. *Disaster Prevention Research Institute Annuals*, 29(B-2), pp. 345–349, 1986.

TECCA, P.R.; GENEVOIS, R. Field observations of the June 30, 2001 debris flow at Acquabona (Dolomites, Italy). *Landslides*, 6, p.39-45, 2009.

TECCA, P.R.; ARMENTO, C.; GENEVOIS, R. Debris flow hazard and mitigation works in Fiames slope (Dolomites, Italy). In: Lorenzini, G.; Brebbia, C.A.; Emmanouloudis, D. (Ed.) *Monitoring, simulation, prevention and remediation of dense and debris flow*. Southampton, Boston, p.15-25, 2006.

THOMAS, M. F. *Geomorphology in the tropics, a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley & Sons, 482p, 1994.

TOYOS, G.; ORAMAS DORTA, D.; OPPENHEIMER, C.; PARESCI, M.T.; SULPIZIO, R.; ZANCHETTA, G. GIS-assisted modelling for debris flow hazard assessment based on the events of May 1998 in the area of Sarno, Southern Italy: Part I. Maximum run-out. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, p.1491-1502, 2007.

VAN STEIJN, H. Debris-flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe. *Geomorphology*, 15, p. 259-273, 1996.

VAN STEIJN, H.; COUTARD, J.-P. Laboratory experiments with small debris flows: physical properties related to sedimentary characteristics. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 14, p. 587-596, 1989.

VAN WESTEN, C.J.; VAN ASCH, T.W.J.; SOETERS, R. Landslide hazard and risk zonation – why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Vol. 65, p. 167-184, 2006.

VARNES, D.J. Landslide types and processes. In: E.B Eckel (ed.), *Landslides an Engineering Practice*. Highway Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC, Special Report 28, p. 20-47, 1958.

VARNES, D.J. Slope movement types and processes. In: R.J. Schuster and R.J. Krizek (eds), *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC. Special Report 176, p. 11-33, 1978.

WHIPPLE, K.X. Predicting debris-flow runout and deposition on fans: the importance of the flow hydrograph. *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, IAHS Publ., 209, p. 337-345, 1992

ZAIDAN, R.T.; FERNANDES, N.F. Zoneamento de susceptibilidade a escorregamentos em encostas aplicado “a bacia de drenagem urbana do Córrego da Independência – Juiz de Fora (MG)”. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Vol.10, N°2, p.57-76, 2009.

ZICHENG, K.; JING, L. Erosion processes and effects o debris flow. *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*, IAHS, N°165, p. 233-242, 1987.

ZIMMERMANN, M. Debris flows 1987 Switzerland: geomorphological and meteorological aspects. *Hydrology in mountainous regions*. IAHS, N°194, p. 387-393, 1990.

ANEXOS

ANEXO 1

Abaixo são apresentados os valores obtidos para o hidrograma de entrada a partir das equações empíricas de vazão de pico.

Tabela 19 – Hidrogramas de entrada obtidos a partir das equações empíricas de vazão de pico.

A			B		
Tempo (h)	Vazão (m ³ /s)	C _v	Tempo (h)	Vazão (m ³ /s)	C _v
1,24	0	0	1,24	0	0
1,26	0,1	0,2	1,26	0,1	0,2
1,28	270,54	0,3125	1,28	238,43	0,3125
1,3	540,98	0,425	1,3	476,76	0,425
1,32	811,42	0,5375	1,32	715,09	0,5375
1,34	1081,86	0,65	1,34	953,411	0,65
1,36	901,55	0,575	1,36	794,55	0,575
1,38	721,26	0,5	1,38	635,66	0,5
1,40	540,97	0,425	1,40	476,77	0,425
1,42	360,68	0,35	1,42	317,88	0,35
1,44	180,39	0,275	1,44	158,99	0,275
1,46	0,1	0,2	1,46	0,1	0,2
1,48	0	0	1,48	0	0

ANEXO 2

Abaixo são apresentados os dados utilizados como valores para os hidrogramas finais utilizados nas simulações de calibração e validação.

Tabela 20 – Hidrogramas finais utilizados nas simulações de calibração e validação.

A1					
Tempo (h)	Vazão (m ³ /s)	C _v	Tempo (h)	Vazão (m ³ /s)	C _v
0	0	0	1,24	0	0
0,02	0,0029	0,2	1,26	0,0285	0,2

0,04	7,7104	0,3125	1,28	77,1039	0,3125
0,06	15,4179	0,425	1,3	154,1793	0,425
0,08	23,1255	0,5375	1,32	231,2547	0,5375
0,10	30,8331	0,65	1,34	308,3313	0,65
0,12	25,6942	0,575	1,36	256,9418	0,575
0,14	20,5559	0,5	1,38	205,5591	0,5
0,16	15,4176	0,425	1,40	154,1765	0,425
0,18	10,2794	0,35	1,42	102,7938	0,35
0,20	5,1411	0,275	1,44	51,4112	0,275
0,22	0,0029	0,2	1,46	0,0285	0,2
0,24	0	0	1,48	0	0

A2

Tempo (h)	Vazão (m³/s)	C_v	Tempo (h)	Vazão (m³/s)	C_v
0	0	0	3,24	0	0
2,02	0,0003	0,2	3,26	0,0029	0,2
2,04	0,7710	0,3125	3,28	7,7104	0,3125
2,06	1,5418	0,425	3,3	15,4179	0,425
2,08	2,3125	0,5375	3,32	23,1255	0,5375
2,10	3,0833	0,65	3,34	30,8331	0,65
2,12	2,5694	0,575	3,36	25,6942	0,575
2,14	2,0556	0,5	3,40	20,5559	0,5
2,16	1,5418	0,425	3,42	15,4176	0,425
2,18	1,0279	0,35	3,44	10,2794	0,35
2,20	0,5141	0,275	3,46	5,1411	0,275
2,22	0,0003	0,2	3,48	0,0029	0,2
2,24	0	0	3,50	0	0

B1

Tempo (h)	Vazão (m³/s)	C_v	Tempo (h)	Vazão (m³/s)	C_v
0	0	0	3,24	0	0
2,02	0,0008	0,2	3,26	0,0083	0,2
2,04	1,9899	0,3125	3,28	19,8993	0,3125
2,06	3,9790	0,425	3,3	39,7902	0,425
2,08	5,9681	0,5375	3,32	59,6811	0,5375
2,10	7,9571	0,65	3,34	79,5713	0,65
2,12	6,6313	0,575	3,36	66,3128	0,575
2,14	5,3052	0,5	3,40	53,0519	0,5
2,16	3,9791	0,425	3,42	39,7910	0,425
2,18	2,6530	0,35	3,44	26,5301	0,35
2,20	1,3269	0,275	3,46	13,2692	0,275

2,22	0,0008	0,2	3,48	0,0083	0,2
2,24	0	0	3,50	0	0

B2					
Tempo (h)	Vazão (m ³ /s)	C_v	Tempo (h)	Vazão (m ³ /s)	C_v
0	0	0	1,24	0	0
0,02	0,0021	0,2	1,26	0,0209	0,2
0,04	4,9748	0,3125	1,28	49,7482	0,3125
0,06	9,9475	0,425	1,3	99,4755	0,425
0,08	14,9203	0,5375	1,32	149,2028	0,5375
0,10	19,8928	0,65	1,34	198,9282	0,65
0,12	16,5782	0,575	1,36	165,7821	0,575
0,14	13,2630	0,5	1,38	132,6298	0,5
0,16	9,9478	0,425	1,40	99,4776	0,425
0,18	6,6325	0,35	1,42	66,3253	0,35
0,20	3,3173	0,275	1,44	33,1731	0,275
0,22	0,0021	0,2	1,46	0,0209	0,2
0,24	0	0	1,48	0	0